

G. GRANDIN

**APLANISSEMENTS CUIRASSÉS
ET ENRICHISSEMENT
DES GISEMENTS DE MANGANÈSE**
*DANS QUELQUES RÉGIONS
D'AFRIQUE DE L'OUEST*



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER



APLANISSEMENTS CUIRASSÉS
ET
ENRICHISSEMENT DES GISEMENTS DE MANGANÈSE
DANS QUELQUES RÉGIONS D'AFRIQUE DE L'OUEST

Ce mémoire a fait l'objet d'une thèse de doctorat ès Sciences naturelles, soutenue le 29 mai 1973 à l'Université Louis-Pasteur de Strasbourg et enregistrée au CNRS sous le n° A.O. 8395.

.....
« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les 'copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective' et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, 'toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite' (alinéa 1^{er} de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal. »
.....

MÉMOIRE ORSTOM n° 82

GEORGES GRANDIN

*Ingénieur E.M.P.
Géologue de l'ORSTOM
Docteur ès Sciences*

**APLANISSEMENTS CUIRASSÉS
ET
ENRICHISSEMENT DES GISEMENTS DE MANGANÈSE
DANS QUELQUES RÉGIONS D'AFRIQUE DE L'OUEST**

ORSTOM

PARIS
1976

Sommaire

AVANT-PROPOS	7
INTRODUCTION	9

première partie

ÉTUDES GÉOMORPHOLOGIQUES RÉGIONALES APLANISSEMENT ET CUIRASSEMENT

Données générales	25
La région du Blafo-Guétó	33
Les régions forestières au sud du Blafo-Guétó	81
Les régions au nord du Blafo-Guétó	111
Analyse chimique des cuirasses (éléments majeurs)	139
Interprétations. Conclusions générales	163

deuxième partie

APPLICATION : L'ÉVOLUTION SUPERGÈNE DES GISEMENTS DE MANGANÈSE

Le gisement de manganèse de Mokta	203
Les gisements et indices étroitement associés aux aplanissements intermédiaires	219
Les gisements et indices indirectement associés aux aplanissements intermédiaires	228
Les gisements et indices associés à d'autres aplanissements que les aplanissements intermédiaires	237
Conclusion	245

Conclusions générales	253
-----------------------------	-----

Bibliographie	259
Tables	269
Planches photographiques	h.t.
Cartes 9, 10, 11	h.t.

AVANT – PROPOS

Je remercie tous ceux qui ont participé à ce travail et m'ont permis de le mener à son terme.

Après les années passées au centre ORSTOM d'Adiopodoumé, Monsieur le Doyen MILLOT m'a accordé le privilège de pouvoir rédiger, sous sa direction, à l'Institut de Géologie de Strasbourg. Il a consacré beaucoup de temps à la correction des manuscrits, m'apprenant avec patience, par son exigence de clarté et de rigueur, que la rédaction scientifique consiste d'abord à se mettre au service des autres. L'exemple qu'il donne à chacun, jour après jour, de l'accomplissement d'une grande œuvre, est la meilleure invitation à dominer les instants de découragement. Je lui exprime ma très sincère reconnaissance.

Un autre privilège m'a été accordé. Monsieur le Professeur TRICART a bien voulu accepter de juger ce travail. Il a entrepris la tâche ingrate d'aider un géomorphologue d'occasion à mieux maîtriser des concepts et un langage que sa formation ne lui avait pas rendus familiers. Lors d'un bref passage à Abidjan, il m'avait déjà encouragé à poursuivre dans la voie choisie, vers laquelle, aux périodes de doute, la lecture de ses livres m'a constamment ramené. Qu'il me permette de lui exprimer mon admiration.

Monsieur le Professeur LENEUF et Monsieur BOULADON, géologue en chef au BRGM, ont accepté le parrainage de mes recherches à l'ORSTOM. Ils m'ont prodigué leurs conseils et leurs encouragements depuis mes premiers pas en Afrique jusqu'à la mise au point du manuscrit. Je les remercie chaleureusement ainsi que Monsieur le Professeur LUCAS qui a bien voulu s'intéresser à mon travail et faire partie du jury.

Je sais gré à la Direction Générale et au Comité Technique de Géologie de l'ORSTOM de m'avoir donné l'occasion et les moyens de faire ce travail et je n'oublie pas que c'est Monsieur DEFOSSEZ qui m'en a proposé le sujet.

Je garde le souvenir de tous ceux qui m'ont aidé sur le terrain africain, et d'abord de ceux qui ont taillé, marché, porté, pour que ce travail se fasse, et qui m'ont offert l'hospitalité chaleureuse de leurs villages.

Mes collègues de l'ORSTOM ensuite. Monsieur DELVIGNE sait qu'il y a, dans les pages consacrées aux aplanissements cuirassés, bien des airs qui se chanteraient à deux voix. Beaucoup d'observations ont été faites en commun, ainsi qu'avec B. BOULANGÉ, V. ESCHENBRENNER, J.C. PION, J.M. AVENARD. Le travail de M. LAGOU, H. DÉMÉ, B. BONTO, M. DICKÉ et K. DAKOUA est à l'origine de nombreuses données fournies par les échantillons. Mon amicale reconnaissance s'adresse à tous.

Une place particulière doit être faite à tous les mineurs et les prospecteurs qui m'ont accueilli généreusement sur leurs chantiers. Les informations concernant les gisements de manganèse n'ont été rassemblées que grâce à l'aide de Monsieur GUIZOL et de ses collaborateurs de la mine de Mokta notamment Monsieur CHARLIER, à celle de Messieurs TYNE, MITCHELL et HALVIL de la mine de

Nsuta, de Monsieur RENNER du service géologique du Ghana, de Messieurs BOULANGER, WEYRE, SANGUINETTI et NEEBERG du projet O.N.U. pour le développement minier du nord-est de la Haute-Volta. Je les remercie ainsi que Monsieur COSTE et ses collègues du C.E.A. qui m'ont reçu dans leur camp de Markoy.

Les échanges de vues et les missions sur le terrain avec les géologues travaillant dans les mêmes pays, ont été autant d'occasions d'apprendre. Je remercie Monsieur NZI du service géologique de Côte d'Ivoire, Monsieur TAGINI et toute son équipe de la SODEMI dont Monsieur ZANONE, Messieurs PAPON, MARCELLIN et BUCHSTEIN du BRGM, Messieurs LELONG, YACÉ et TASTET de l'Université d'Abidjan.

Ma reconnaissance s'adresse à tous les membres de la dynamique équipe strasbourgeoise, qui entourent le nouveau venu de beaucoup de soins. Elle s'adresse notamment à Y. BESNUS et ses collaborateurs, qui se sont chargés de nombreuses analyses de cuirasses, à H. PAQUET, Y. TARDY, F. WEBER, ainsi qu'à M.M. GRÜNER HERBERT et OPPERMAN qui m'ont aidé pour la mise au point des figures et des planches photographiques.

J'ai retrouvé avec plaisir à Strasbourg mes camarades A. NOVIKOFF et J.J. TRESCASES ainsi que R. BOULET, interlocuteur de choix, qui m'a aidé à clarifier bien des idées confuses.

Enfin je n'aurais garde d'oublier l'aide reçue au Service Central de Documentation de l'ORSTOM, où Mlle DARDENNE et M. HIERNAUX m'ont toujours aimablement reçu malgré leurs lourdes tâches, et ont résolu tous les problèmes relatifs à la publication de cet ouvrage.

Mais il est une dette particulière, antérieure à la mise en route de ce travail, celle que j'ai contractée envers mes professeurs de l'École des Mines de Paris, auxquels je dois d'avoir choisi une carrière de géologue, et envers les maîtres de l'enseignement de pédologie à l'ORSTOM qui m'ont initié aux problèmes des formations superficielles tropicales. Que MM. RAGUIN, GOGUEL, LEMOINE, ARNOULD, MM. AUBERT, MAIGNIEN et tous ceux qui m'ont appris mon métier trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

INTRODUCTION

I CADRE ET CHEMINEMENT

Le programme de recherches initialement fixé par l'ORSTOM sur proposition de M. DEFOSSEZ, prévoyait l'étude comparative de divers gisements de manganèse d'Afrique tropicale, notamment de Côte d'Ivoire, dans le but de préciser l'importance et la genèse des concentrations obtenues par altération.

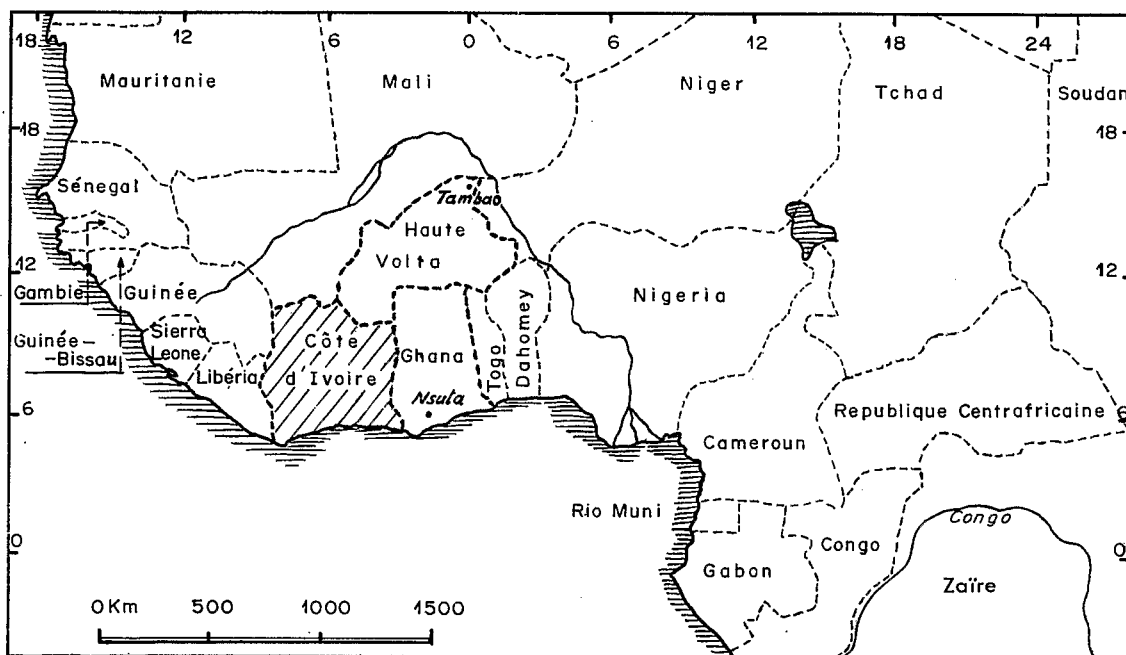


FIG. I. — Afrique de l'Ouest. Limite des États.

A l'origine de ce programme, se trouvait la difficulté d'expliquer les grandes variations de la richesse des gisements. La fermeture rapide en profondeur était fréquente. On parlait de « croûtes superficielles », de « phénomènes de chapeau », de « minerai détritique riche susceptible d'augmenter sensiblement les réserves »... (SERVANT, 1956). Mais les possibilités limitées d'observation des protores et l'existence de belles concentrations oxydées depuis la forêt équatoriale jusqu'en plein sahel, ne permettaient pas de préciser la part relative des concentrations birrimiennes initiales et des concentrations supergènes. Longtemps l'altération s'est vu accorder un rôle mineur. La différence entre un gros gisement comme Nsuta et les nombreux indices de surface sans intérêt économique semblait « tenir essentiellement au fait que le premier dérive de sédiments birrimiens très riches en oxydes de manganèse, le processus d'enrichissement superficiel n'ayant joué qu'un rôle secondaire ». On allait même jusqu'à la méfiance : « la teneur en surface (d'indices situés au nord d'Odienné) atteint par endroit 50 % de manganèse mais un tel chiffre n'a guère de signification car il semble s'agir d'un phénomène de concentration superficielle » (SERVANT, 1956).

La découverte en 1955 du gisement de Mokta, au sud de la Côte d'Ivoire, renouvelait le débat. CANCE *et al.* (1958) notent « l'existence de deux gisements » : le gisement en couches interstratifiées, où le minerai exploitable s'arrête au niveau hydrostatique ; « les carapaces subhorizontales », bien plus intéressantes.

ZANONE (1964) dans une monographie détaillée faisant le point des prospections effectuées et des connaissances acquises sur les gisements et indices de manganèse de Côte d'Ivoire, estime probable que les concentrations riches d'oxydes ne sont pas primaires et qu'elles se forment par altération. Les facteurs principaux de cette altération seraient pétrographiques, lithologiques et tectoniques. Par exemple l'enrichissement supergène serait plus facile pour les formations les plus métamorphisées et l'orientation des circulations d'eau, par des bancs compacts jouant le rôle de plancher ou par des failles, provoquerait des enrichissements sélectifs de certaines couches. Bien qu'il note la présence de « niveaux latéritiques anciens » sur certains gisements et la présence de « niveaux d'érosion secondaires », d'importance locale, étagés dans leur environnement, ZANONE affirme que « les facteurs morphologiques jouent un rôle assez indirect dans l'enrichissement supergène » et que « le rôle des cuirasses n'a consisté qu'en une protection plus ou moins efficace contre le démantèlement rapide des minéralisations ». Les guides de prospection proposés sont de rechercher, au sein des horizons manganésifères du complexe volcano-sédimentaire birrimien, les zones siliceuses plutôt que les schistes imprégnés, et dans celles-ci, les gondites plutôt que les jaspes. Mais il n'est pas fait état de conditions de milieu favorables à l'enrichissement supergène ce qui montre que celui-ci est supposé dépendre du contexte local plus que de phénomènes morpho-climatiques généraux.

Après le travail de ZANONE, réalisé dans le cadre de la Société pour le Développement Minier de la Côte d'Ivoire, une étude comparative des gisements de manganèse de ce pays se justifiait-elle, préconisée par un organisme de recherche peu préoccupé jusque là de métallogénie ? Il restait, certes, à décider si l'enrichissement supergène n'était qu'un facteur favorable à l'obtention de gisements exploitables ou le facteur prépondérant. Il restait d'autre part à déterminer les conditions et les mécanismes exacts de cet enrichissement. Le programme fut maintenu et les travaux de terrain ont commencé au début de l'année 1965.

Assez vite, il est apparu que les grands types de minerais oxydés (minerais interstratifiés enrichis ou lessivés par altération, minerais secondaires concrétionnés des versants ou des replats...) étaient présents sur presque tous les indices importants, mais en quantités et en proportions extrêmement variables. Puis des différences sont apparues dans la situation géomorphologique des indices au sein de paysages marqués, comme toute l'Afrique de l'Ouest, par des étapes successives d'aplanissement et de cuirassement. Lorsqu'enfin une liaison s'est révélée possible entre la répartition des types de minerais et la mise en place des différents éléments du modelé, il a fallu envisager que les minerais exploitables puissent n'être au gisement que ce que les pommes sont au pommier. Qu'un gel tardif survienne au printemps, voilà la récolte compromise. Que la cueillette tarde trop à l'automne, voici les plus beaux fruits pourrissant sur le sol. Aussi, avant de s'inquiéter de la lointaine formation du

tronc et des racines et même du cheminement de la sève jusqu'au fruit, celui qui s'intéresse aux pommes doit s'inquiéter du rythme des saisons.

L'étude entreprise s'est ainsi orientée vers un problème situé à l'amont des problèmes initialement envisagés, celui de la reconstitution, à partir d'observations glanées dans l'environnement très large des gisements, de l'histoire géomorphologique des régions concernées. Il y avait là un fil directeur qu'il fallait posséder avant de plonger dans des carrières ouvertes après un décapage du stérile aux engins, montrant le minerai préparé pour l'exploitation comme un squelette décharné.

Ce sont donc les formes régionales du relief et, sur les gisements, les matériaux stériles, qui ont été les principaux objets d'étude. Et je crains d'avoir souvent (notamment à Nsuta) laissé le souvenir d'un mineur bien étrange à des collègues cherchant à m'entraîner vers les merveilles à 53 % de leur exploitation, quand le moindre résidu de couverture stérile gravillonnaire à peu près intacte, le moindre bloc de cuirasse ferrugineuse perdu au milieu du minerai détritique riche, ou les argiles tachetées au toit des plus belles minéralisations, avaient droit aux premiers égards.

Dans une première partie seront étudiés, dans l'environnement de quelques gisements ou indices manganésifères de Côte d'Ivoire, de Haute-Volta et du Ghana, les aplanissements cuirassés successifs et les grands traits de leur mise en place qui jalonne l'histoire géomorphologique tertiaire et quaternaire. Dans une deuxième partie, beaucoup plus brève, les résultats obtenus seront appliqués aux étapes de formation et de démantèlement des minerais superficiels de manganèse. Auparavant, quelques caractères généraux de la région d'Afrique de l'Ouest concernée seront rapidement résumés, ainsi que les raisons du choix des régions étudiées.

II CARACTÈRES DOMINÉS PAR LA LATITUDE

a Le climat actuel (ROUGERIE, 1960 ; TOUPET, 1968 ; ELDIN, 1971).

Les régions étudiées se répartissent entre les latitudes 5 et 15° nord. Elles ont en commun de fortes températures annuelles moyennes, comprises entre 25 et 30°. Les autres facteurs du climat sont très variables, notamment :

- les précipitations annuelles de 2000 mm à moins de 500 mm (fig. 2)
- le nombre de mois secs, définis par $P < 2 T$ (P = précipitations, T = température moyenne) c'est-à-dire approximativement les mois où les précipitations sont inférieures à 50 mm : 1 à 9.
- l'écart entre la température moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid, 3 à 10°.
- La tension de vapeur d'eau atmosphérique moyenne annuelle, 28 à 16 millibars. L'amplitude entre les valeurs mensuelles extrêmes, inférieure à 5 millibars au sud, croît rapidement entre le 8° et le 10° parallèle, pour se maintenir plus au nord au-dessus de 15 millibars.

La distribution des précipitations, des températures et de l'humidité est régie par les déplacements du Front intertropical. On désigne ainsi la limite entre les masses d'air continental sec du nord (alizé, harmattan) et les masses d'air maritime humide du sud qui s'enfoncent en biseau sous les précédentes (mousson). Le Front intertropical stationne en janvier vers le 8° parallèle ; on est au cœur de la saison sèche. Puis il monte progressivement en latitude jusqu'au mois d'août, déclenchant la saison des pluies de plus en plus tard vers le nord. Lorsqu'il atteint ses positions les plus septen-

trionales, au-delà du 20° parallèle, les pluies diminuent au sud du 8° parallèle où prend place une petite saison sèche (sauf dans les zones littorales et leur arrière-pays montagneux directement exposés au vent du sud-ouest). De septembre à décembre, le Front intertropical redescend vers le sud. La saison sèche s'installe, avec une diminution sensible des températures moyennes mensuelles au nord.

En fait, l'orientation des côtes et la disposition des grands reliefs ne permettent pas une stricte zonalité selon la latitude. Ceci se manifeste par des indentations des courbes d'égales valeurs des paramètres climatiques, notamment des isohyètes, qui s'infléchissent vers le sud-ouest, au centre de la Côte d'Ivoire et au sud du Ghana (fig. 2).

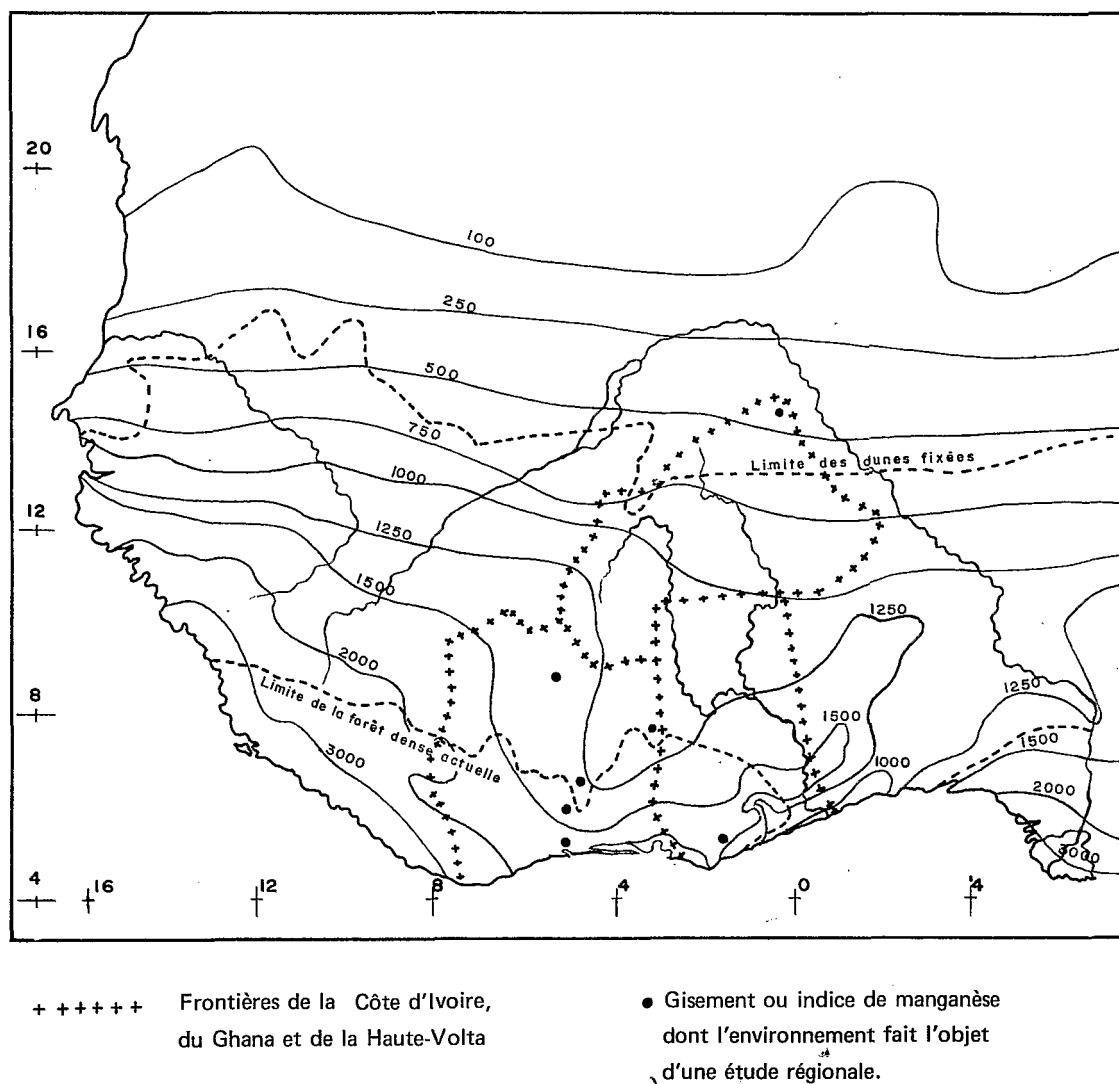


FIG. 2. — Afrique de l'Ouest. Pluviométrie.

A ces irrégularités près, du sud au nord, on passe de l'un à l'autre de trois grands domaines :
 - le domaine sub-équatorial à quatre saisons (équatorial avec seulement une brève saison sèche au sud-ouest de la Côte d'Ivoire et dans la zone côtière de part et d'autre de la frontière ivoiro-ghanéenne). Les pluies sont abondantes, relativement bien réparties, les températures varient peu.

Le nombre de mois consécutifs présentant un déficit hydrique, c'est-à-dire où l'évapotranspiration potentielle dépasse les précipitations, varie malgré tout de 2 ou 3 dans les régions à tendance équatoriale, à 5 ou 6 vers les limites nord de ce domaine. Mais le déficit hydrique cumulé ne dépasse pas 600 mm.

- le domaine tropical à climat contrasté à deux saisons, guinéen ou soudanien. La saison sèche dure de 4 à 8 mois, les écarts de température deviennent sensibles, la moyenne du mois le plus froid restant toutefois supérieure à 20°. Les déficits hydriques cumulés atteignent des valeurs fortes, même dans des régions où la pluviosité est élevée (déficit de 850 mm à l'extrémité nord-ouest de la Côte d'Ivoire où le total des précipitations annuelles dépasse 1500 mm).
- le domaine semi-aride sahélien, dont la limite sud peut être fixée à l'isohyète 600 mm, avec une très longue saison sèche, des écarts de température importants et, bien entendu, un très fort déficit hydrique cumulé.

Grossièrement, ces trois grands domaines correspondent aux grands types de végétation :

- la forêt dense, sempervirente ou semi-décidue, et ses marges de savane à îlots forestiers
- la forêt claire et la savane (boisée, arborée, arbustive)
- la pseudo-steppe avec un tapis graminéen discontinu et de petits arbres épineux.

b Les sols.

Les cartes pédologiques générales, jusqu'à une époque récente, traduisaient surtout une répartition zonale des sols correspondant à celle des climats, avec au sud les sols ferrallitiques, puis les sols ferrugineux tropicaux et les vertisols, et plus au nord les sols sub-arides (d'HOORE, 1964). Dans le domaine des sols ferrugineux tropicaux, les cuirasses occupaient de larges espaces d'une zone comprise entre les 9° et 15° parallèle. Les travaux détaillés étaient encore rares et les extrapolations indispensables reflétaient les idées générales qui avaient alors cours. Les sols étaient le plus souvent considérés comme en équilibre avec les conditions actuelles de milieu et comme le résultat d'une évolution monotone dans des conditions de milieu proches des conditions actuelles. Parallèlement à la tendance zonale des cartes générales, les cartes détaillées, concernant des régions de climat homogène, se calquaient parfois étroitement sur la géologie des roches-mères.

La difficulté de cartographier des associations complexes de sols et les définitions elles-mêmes des types de sols, pouvaient entraîner le lecteur non spécialiste à des contresens. Ainsi, sur la carte de d'HOORE, le figuré « cuirasses » n'apparaît pas en Côte d'Ivoire. Cela ne signifie pas tant que les cuirasses n'y occupent que des superficies négligeables, mais plutôt qu'elles affleurent bien moins souvent qu'en Haute-Volta ou au Mali et sont considérées comme un horizon, voire le soubassement, d'un sol, tandis que sont pour l'essentiel cartographiées en cuirasses les cuirasses dénudées.

Avec la carte pédologique à 1/5 000 000 de l'Atlas international de l'Ouest africain (BOULET, FAUCK, KALOGA, LEPRUN, RQUIER, et VIEILLEFON, 1971), un grand pas est fait. L'augmentation des superficies cartographiées en détail, notamment au Sénégal, en Haute-Volta et au Niger, les données acquises sur l'évolution du climat au Quaternaire et sur l'histoire géomorphologique de l'Ouest africain, le perfectionnement des classifications pédologiques, permettent d'éclairer la répartition des sols d'un jour nouveau. Deux aspects opposés sont mis en valeur :

- d'une part, la nécessité d'enchaîner latéralement des sols en séquences dont la continuité génétique est probable, par exemple des sols ferrugineux indurés et des sols vertiques, jadis estimés distincts.
- d'autre part, la nécessité de dissocier des « couvertures pédologiques d'âges décroissants » c'est-à-dire des ensembles de sols dont les caractères principaux sont hérités de périodes anciennes où les climats étaient différents des climats actuels, des ensembles de sols évolués associés à des modèles fonctionnels et des ensembles de sols peu différenciés formés sur des accumulations sédimentaires récentes ou sub-actuelles.

Reconnaître la complémentarité de ces deux aspects évite de passer d'une généralisation arbitraire à une autre, notamment de la répartition selon les zones climatiques à un enchaînement oblique systématique dans l'espace. Sont ainsi prises en compte :

- les variations climatiques quaternaires avec, pour le Quaternaire récent par exemple, les vastes formations de dunes fixées qui s'étendent vers le sud bien au-delà de l'isohyète 500 mm (carte 2).
- l'inactualité de la majeure partie des cuirasses.
- la large répartition des sols ferrugineux tropicaux concrétionnés. Si leur domaine d'élection est entre les isohyètes 800 et 1500 mm, ils se trouvent, en association soit avec des lithosols ou des sols peu évolués, soit avec des vertisols ou des sols bruns eutrophes, soit avec des sols ferrallitiques, dans presque tous les pays d'Afrique de l'ouest.
- l'importance des sols d'érosion (lithosols, sols régiques sur matériaux gravillonnaires...).
- l'importance des remaniements, notamment dans les sols ferrallitiques.

En définitive la zonalité en latitude selon la répartition actuelle des climats est surtout le propre des sols occupant des formes de relief façonnées récemment, et des sols qui se développent dans des conditions de climat très agressives (quant à la transformation des minéraux), dont la marque domine facilement les caractères hérités des périodes antérieures. Au début d'une étude qui portera principalement sur des formes de relief et des matériaux cuirassés anciens, il faut tenir compte du fait que « les pédogenèses successives ont, soit développé leur propre écorce d'altération, soit hérité des altérations antérieures », qu'il existe « des formes (de relief) ne paraissant plus évoluer de nos jours que par une lente destruction », et que c'est « au commencement du Tertiaire et même au Secondaire que remonte le début de l'évolution de certains matériaux d'altération » (GAVAUD, BOULET, LÉVÊQUE, à paraître).

III QUELQUES TRAITS DES STRUCTURES GÉOLOGIQUES

a Structure d'ensemble (fig. 3).

Les régions étudiées de Côte d'Ivoire, de Haute-Volta et du Ghana appartiennent au socle ouest-africain, marqué par l'orogénèse éburnéenne qui débute vers 2000 millions d'années (ROQUES, 1948 ; BONHOMME, 1962 ; ROCCI, 1965 ; BLACK, 1967).

Depuis l'orogénèse éburnéenne, le socle a subi des affaissements déterminant la mise en place, à l'occasion de transgressions marines, de séries sédimentaires épicontinentales : bassin de Taoudéni, bassin du Ghana. Dans cette couverture de plate-forme on distingue un groupe précambrien supérieur et un groupe primaire, séparés par une tillite. Les grès horizontaux de Bobo en Haute-Volta ont été récemment placés dans le premier groupe, ceux du Voltaïen au Ghana sont placés dans le second. L'influence de l'orogénèse riphéenne (vers 600 millions d'années) ne s'est faite sentir qu'à l'est des régions étudiées, au Togo-Dahomey, et au nord, dans la boucle du Niger (BLACK, 1966 ; ROCCI, 1969 ; REICHEL, 1972).

Enfin un bassin sédimentaire littoral, de largeur maxima 45 km, s'étend de l'embouchure du Sassandra en Côte d'Ivoire jusqu'à Axim au Ghana. Frange côtière d'un vaste bassin sous-marin, divisé par un grand accident parallèle à la côte qui décale le socle sur plusieurs milliers de mètres, il comporte des sédiments dont la base est attribuée au Jurassique supérieur. Les derniers faciès marins sont miocènes, limités aux environs d'Abidjan (DELTEIL et DE SPENGLER, 1964 ; MARTIN, 1969).

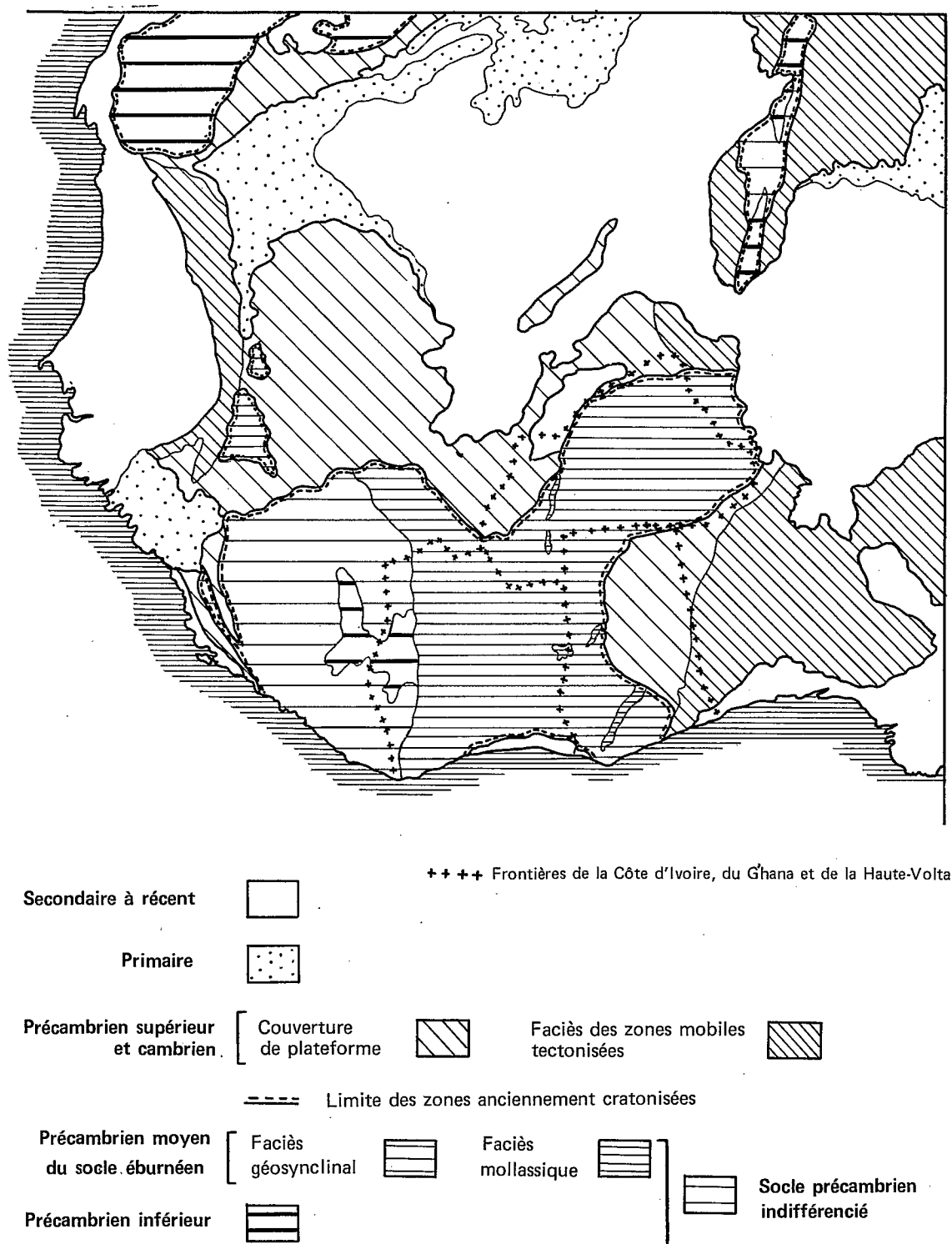


FIG. 3. — Afrique de l'Ouest. Structure géologique (d'après BLACK, 1967).

Une couverture détritique argilo-sableuse, localement cimentée en grès ferrugineux, s'étend sur la partie continentale du bassin et déborde sur le socle. Azoïque et lenticulaire, atteignant une centaine de mètres d'épaisseur, cette couverture fait partie du Continental terminal, attribué au Néogène. Également présent au nord, dans la boucle du Niger, le Continental terminal correspond à l'ablation et l'épandage par un réseau hydrographique instable, de matériaux issus de l'altération du socle. Des dépôts quaternaires le recouvrent localement (LENEUF, 1968 ; ASSEMIEN et al., 1969).

Des mouvements épirogéniques d'ampleur limitée ont marqué le Tertiaire et le Quaternaire provoquant un bombement des régions centrales de part et d'autre de la frontière ivoiro-voltaïque et des affaissements vers la côte atlantique et vers la vallée du Niger.

b Le socle éburnéen.

Le socle éburnéen est principalement constitué de panneaux allongés, orientés NNE-SSW, où des séries plissées de roches volcaniques et sédimentaires épimétamorphiques, les séries birrimiennes, alternent avec des granites hétérogènes orientés, les granites baoulés :

- Les séries birrimiennes comportent un cortège de roches volcaniques ultra-basiques à neutres, localement transformées en amphibolites et souvent dénommées par extension « roches vertes », où dominent les gabbros, les dolérites, les basaltes et les andésites. Dans certaines régions, ce cortège est complété par des roches d'épanchement acides (rhyolites). A ces roches volcaniques sont associés des schistes pélitiques, cinéritiques ou tuffacés, et des quartzites microcristallins provenant d'une sédimentation chimique (quartzites jaspoïdes). Les séries birrimiennes comportent par ailleurs des sédiments d'origine détritique, schistes, arkoses, grauweekes, présentant fréquemment le faciès flysch.
- Les granites baoulés contiennent dans certains cas des reliques de gneiss ou de migmatites et des granites anté-birrimiens, qui prouvent la cratonisation des panneaux correspondants, avant l'orogénèse éburnéenne. D'autres panneaux résultent de la granitisation des séries birrimiennes dont ils conservent des enclaves. On distingue ainsi des granites de type Korhogo et des granites de type Ferké (ARNOULD, 1961).

Le socle éburnéen comporte par ailleurs des massifs circonscrits de granites homogènes (granites de type Bondoukou), qui n'occupent qu'une faible partie de sa superficie.

Enfin, dans quelques régions, apparaissent des lambeaux d'une série sédimentaire arénacée et conglomératique, légèrement plissée, discordante sur l'ensemble des formations précédentes, la série tarkwaïenne.

La nature et la disposition de ces différents types de roches se prêtent à une interprétation selon le schéma établi par J. AUBOIN (1959) pour les géosynclinaux alpins. Elaborée par TAGINI (1966), cette interprétation est reflétée par la carte géologique à 1/1 000 000 de la Côte d'Ivoire, dressée par la SODEMI. Dans cette interprétation :

- les panneaux de granites de type Korhogo correspondent à des zones « géanticlinales », provenant de la fracturation d'un craton.
- les panneaux birrimiens correspondent à des sillons « géosynclinaux ».
- les roches volcaniques, les quartzites et les schistes tuffacés forment un complexe volcano-sédimentaire (ROUTHIER, 1953) représentant la base du Birrimien (magmatisme initial et dépôts associés).
- les sédiments de faciès flysch correspondent aux sédiments de comblement du « géosynclinal ».
- les granites de type Ferké sont des granites concordants d'intragéosynclinaux.
- la série tarkwaïenne est une mollasse remplissant des fosses individualisées à la fin de l'histoire éburnéenne.

Des essais ont été faits pour déterminer des couples eugéosynclinal-miogéosynclinal, malgré l'absence de véritables critères de polarité. En fait, les volcanites basiques sont présentes dans chaque sillon. D'un sillon à l'autre, la répartition des roches volcaniques et les relations avec les zones géantoclinales, ne relèvent pas de règles communes. Les couches birrimiennes sont presque toujours très redressées. Ainsi le « géosynclinal » éburnéen répondrait plutôt à la conception des « géosynclinaux primaires » des auteurs russes (PEYVE et SINITZIN, 1950) c'est-à-dire de fosses intracratoniques, créées par fracturation d'une plate-forme cratonisée, avec individualisation de sillons très allongés où se forment, après comblement, des plis très serrés.

De ces interprétations sera principalement retenue la notion d'un complexe volcano-sédimentaire birrimien, introduite en Côte d'Ivoire par SOULÉ DE LAFONT (1956).

c Le complexe volcano-sédimentaire et les minéralisations manganésifères (fig. 4).

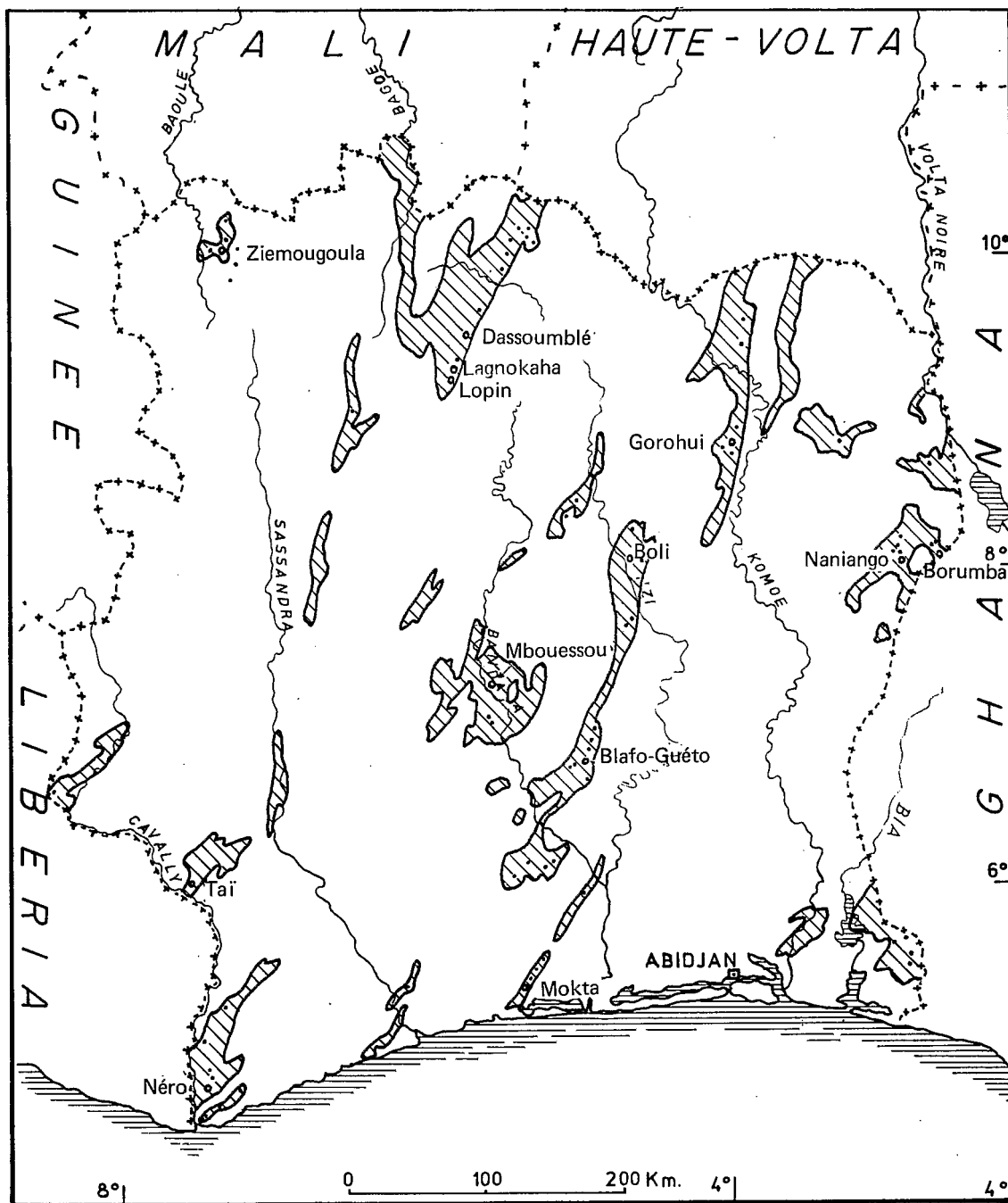
Les sillons birrimiens comportent des horizons manganésifères (généralement un par sillon) qui font toujours partie des formations schisteuses et quartzitiques du complexe volcano-sédimentaire birrimien. La mise en place initiale des gisements date donc du début de la période birrimienne. Ces gisements sont de type volcano-sédimentaire (ARNOULD et ROUTHIER, 1956).

L'horizon manganésifère d'un sillon peut être suivi sur de grandes distances, parfois plus de 100 km. La minéralisation est discontinue et l'horizon est jalonné d'un chapelet d'indices. Chacun de ces indices (du moins ceux qui ne se limitent pas à quelques pierres volantes) comporte un faisceau de bancs manganésifères, généralement bien individualisés dans un contexte stérile. Ces bancs se présentent en fait comme des lentilles très allongées et les coupes lithologiques que l'on peut établir n'ont de valeur que locale.

Si les minéralisations d'un sillon appartiennent au même horizon stratigraphique, la position de celui-ci au sein du complexe volcano-sédimentaire est mal définie. Les levés géologiques et les études pétrographiques des sédiments birrimiens sont encore trop peu détaillés, le masque des manteaux d'altérites et de sols est souvent trop épais, pour qu'une stratigraphie des complexes volcano-sédimentaires soit mise au point. De même, les essais faits pour établir des relations entre l'importance des indices manganésifères et la nature des roches volcaniques les plus proches, ou la distance séparant les indices de ces roches, ne sont pas convaincants. Ainsi, en Côte d'Ivoire, « rien ne permet de relever, dans les rapports roches vertes-manganèse autre chose de plus précis qu'une liaison génétique au sein des manifestations simatiques précoces du géosynclinal » (ZANONE, 1964).

De façon générale, les rapports volcanites-manganèse ont fait l'objet de trois types d'hypothèses :

- liaison étroite lorsque l'origine du manganèse est recherchée dans le thermalisme qui accompagne les émissions volcaniques ou dans le lessivage d'épanchements sous-marins au cours de leur refroidissement (BOULADON et JOURAVSKY, 1955 ; KRAUSKOPF, 1956).
- liaison moins directe lorsqu'un rôle de piège est attribué aux jaspes en formation. La silice neutraliserait et fixerait des complexes manganésifères rendus positifs par absorption d'ions calcium. Un apport brutal de manganèse ne serait pas nécessaire (PIERUCCINI, 1956).
- liaison lointaine enfin, quand le rôle majeur est donné à des phénomènes sédimentaires (VINCIGIENNE, 1956). Dans certains cas, les volcanites interviendraient seulement comme une préconcentration du manganèse (leur teneur atteint 0,20 %, le double du Clarke). Ainsi, aux Nouvelles-Hébrides, BERNARD et OBELLIANE (1962) montrent que des couches de manganèse formées au toit de tufs argileux fins ont pour origine une décharge de produits d'altération métallifères, dans des bassins peu profonds. Cette décharge aurait été provoquée par une reprise épirogénique, in-




-  Complexe volcano-sédimentaire birrimien
 • indice secondaire
 • gisement ou indice important

FIG. 4. — Côte d'Ivoire. Indices de manganèse du Birrimien (d'après ZANONE, 1964).

tervenant à la fin d'une période de sédimentation ralentie, accompagnée de rétention continentale du manganèse.

Les minéralisations primaires, formées initialement d'oxydes ou de carbonates ont été transformées par métamorphisme. Celui-ci est d'intensité variable mais généralement limité à la zone des micaschistes supérieurs. Les minéraux manganésifères des protores sont essentiellement le grenat spessartine, la rhodocrosite et la braunite, parfois la rhodonite. Des oxydes primaires peuvent subsister (hausmannite).

Ces minéraux sont altérés sur une profondeur plus ou moins grande depuis la surface topographique et le manganèse s'accumule sous forme d'oxydes secondaires, soit dans les bancs minéralisés, soit à proximité après un transport latéral. Ces oxydes secondaires sont principalement le cryptomélane et les différentes formes de MnO_2 : polianite, ramsdellite, nsutite.

Les protores ne sont pas exploitables (dans les conditions actuelles). L'intérêt économique des gisements est donc toujours en partie déterminé par la phase supergène de leur évolution.

IV CHOIX DES RÉGIONS ÉTUDIÉES

Comparer des gisements ou indices de manganèse en étudiant pour chacun d'eux l'influence de l'enrichissement supergène demandait de choisir des régions d'étude en fonction de nombreux critères, géologiques, métallogéniques, géomorphologiques, climatiques. Les conditions de travail fixaient quelques limites.

a Limites.

Les régions à étudier ne pouvaient être choisies, afin d'éviter les missions à longue distance difficiles à obtenir, qu'à proximité du lieu d'affectation, le centre ORSTOM d'Adiopodoumé, c'est-à-dire en Côte d'Ivoire, et pour des gisements importants, dans les pays voisins.

S'agissant de l'environnement de gisements et indices de manganèse, ces régions ne pouvaient concerner que le complexe volcano-sédimentaire birrimien¹, éventuellement les marges des domaines granitiques proches.

Il fallait se limiter à des gisements et indices ayant fait l'objet d'une reconnaissance détaillée, si possible de travaux de prospection (tranchées, galeries) car il était exclu de pouvoir faire d'autres travaux que des petits puits. Le seul gisement exploité de Côte d'Ivoire, le gisement de Mokta, bénéficiait ainsi d'une priorité.

Enfin, un nombre de 5 à 8 régions ne pouvait être dépassé sans risque de dispersion.

1. En fait, le gisement d'Ansongo au Mali (SERVANT, 1956, GRAVESTEIJN, 1960) « lié au magmatisme et volcanisme de Bourré » (REICHEL, 1972) n'est pas birrimien mais précambrien supérieur. N'étant pas susceptible d'apporter beaucoup d'éléments nouveaux par rapport au gisement de Tambao, situé dans la même région sahélienne, le gisement d'Ansongo n'a pas été retenu dans le choix effectué.

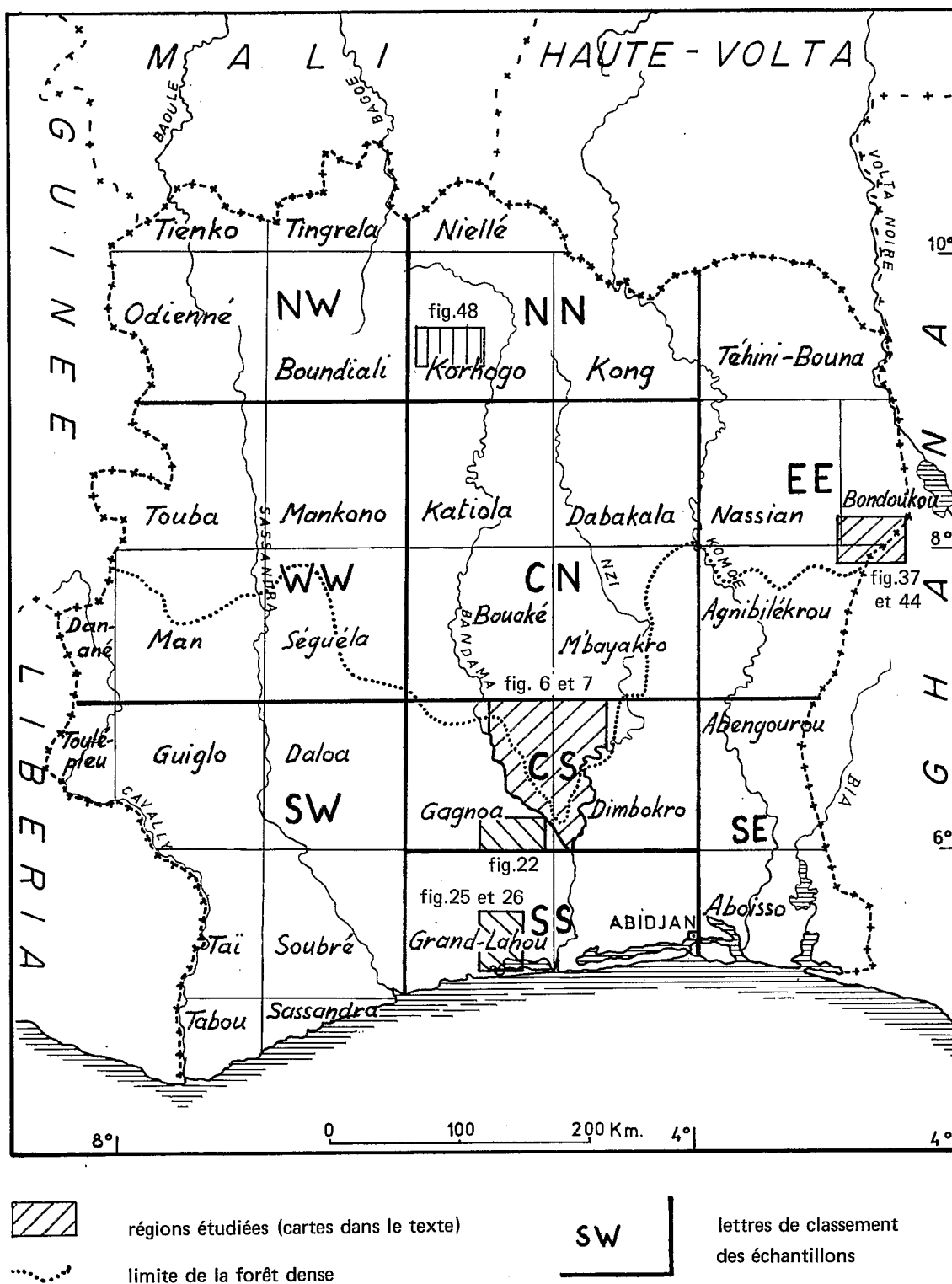


FIG. 5. — Côte d'Ivoire. Régions étudiées (cartes dans le texte).

b Critères de sélection géologiques et métallogéniques.

L'étude ne portant pas sur la genèse précambrienne des gîtes minéralisés, il fallait éviter les anomalies par rapport au contexte géologique habituel des gisements ouest-africains, tout en conservant une certaine variété, susceptible d'avoir des conséquences sur le type de minéralisations primaires et sur le mode d'altération. De ce point de vue, la situation dans des sillons birrimiens différents, la distance des gisements ou indices aux roches volcaniques et aux granites ainsi que la nature plus schisteuse ou plus quartzitique des séries minéralisées pouvaient être prises en compte. Devait l'être l'importance respective des silicates et des carbonates dans les minéralisations primaires. De plus, il paraissait utile de faire intervenir la taille des gisements, c'est-à-dire de choisir à la fois des gisements présentant un intérêt économique et des indices mineurs, en établissant si possible dans chaque catégorie, une distinction, selon l'importance des minerais superficiels riches par rapport au protore. En effet on peut observer des couches manganésifères puissantes dont l'enrichissement en surface est médiocre et de beaux minerais associés à des protores d'extension très limitée.

c Critères de sélection géomorphologiques et climatiques.

Il était souhaitable de choisir des gisements et indices dont le site topographique et le modelé soient différents : gisements et indices à des altitudes relatives fortes ou faibles, sur des reliefs formant des points hauts régionaux ou situés à des distances limitées de reliefs plus importants ; gisements et indices sur des plateaux, des collines à crête étroite ou des piémonts. Ceci augmentait les chances d'observer des altérations plus ou moins profondes, plus ou moins anciennes, et une dissection plus ou moins avancée des gisements.

Enfin, une répartition des régions retenues en latitude, en fonction des grands types de climats s'imposait. Elle était facilitée par la présence de gisements en exploitation ou en cours de cubage, d'une part dans les régions forestières proches de la Côte atlantique (Mokta, Nsuta) d'autre part, dans une région sahélienne de la boucle du Niger (Tambao). Des gisements et indices devaient être choisis dans les régions de savane préforestière et dans les régions soudaniennes.

d Choix effectué.

Sept régions ont été retenues, dont cinq en Côte d'Ivoire (fig 5)

- région de Mokta : gisement de Mokta, indices de Brahéri et de Naneko
- région de Bokasso : indice de Bokasso
- région du Blafo-Guétou : indices du Blafo-Guétou, de Lomo et de Diangoméno
- région de Bondoukou : indices de Borumba, de Naniango, de Sapia et de Koufo
- région de Korhogo : gisements de Dassoumbé et de Lagnokaha.
- région de Nsuta (sud-ouest du Ghana) : gisement de Nsuta
- région de Tambao (nord de la Haute-Volta) : gisement de Tambao.

Bien qu'une même région puisse comporter plusieurs gisements ou indices, il n'était pas possible de satisfaire également à tous les critères, ni de rendre indépendants les uns par rapport aux autres, ne serait-ce que quelques paramètres. Le tableau ci-après donne les indications concernant les principaux d'entre eux.

Le choix effectué avantage les régions humides au détriment des régions sèches. Cela semblait a priori souhaitable, le sujet portant sur des phénomènes d'altération. De plus les indices de Côte d'Ivoire sont plus nombreux dans les zones pré-forestières et forestières qu'en savane.

Le manque d'une région supplémentaire en zone soudanienne se fera toutefois sentir, notamment en ce qui concerne les études géomorphologiques. En dehors des indices de Gorohui (fig. 4), qui

gisements ou indices	taille	protore	minerais secondaires	milieu	altitude relative	modélé	volcanites birrimiennes	granites
Mokta	4	silicates et carbonates	5	forêt dense	100 m	a	+	—
Nsuta	5	carbonates	4	forêt dense	100 m	b	+	+
Bokasso	1	silicates	4	forêt dense	100 m	a	—	—
Blafo-Guétó	2	oxydes et silicates	1 et 3	savane pré- forestière	40 à 380 m	a et b	+	—
Bondoukou	2	silicates	1 et 3	savane pré- forestière	20 à 300 m	b	+ et —	— et +
Korhogo	3	silicates	2	savane soudanienne	40-60 m	a	—	+
Tambao	5	carbonates oxydes et silicates	4	pseudo-steppe	70 m	b	+	+

- taille : 1 (petit indice) à 5 (gros gisement).
- minerais secondaires : 1 (en très faible quantité par rapport à l'extension des minéralisations primaires) à 5 (en très grande quantité par rapport à cette extension).
- altitude relative : altitudes par rapport aux rivières proches sauf pour Tambao où il s'agit de l'altitude par rapport au pied de la colline, en l'absence de rivière proche.
- modélé : a : plateaux, buttes peu élevées sur des plateaux, collines à large zone sommitale en pente douce. b : collines à zone sommitale étroite ou à crête aigüe, flancs de reliefs à pente raide.
- volcanites birrimiennes : + reconnues à faible distance ou sur le gisement.
— non signalées dans l'environnement proche.
- granites : — éloignés d'au moins 3 à 4 kilomètres.
+ reconnus à quelques kilomètres ou sur le gisement (des granites intrusifs recoupent les minéralisations à Nsuta et Tambao).

n'avaient fait l'objet que d'une prospection de surface sans travaux de terrassement, deux gisements auraient pu convenir :

- Le gisement de Ziemougoula (fig. 4). Mais sa structure géologique complexe (non élucidée par les travaux de prospection), son contexte très métamorphique et la présence inhabituelle de rhodonite en font un cas particulier. Pour cette raison, il n'a pas été retenu, après une visite rapide au début des travaux de terrain.
- Le gisement de Tiéré, à une soixantaine de kilomètres à l'E-NE de Bobo-Dioulasso en Haute-Volta. Il aurait judicieusement complété le choix initial. Je m'en suis aperçu trop tard pour pouvoir entreprendre l'étude de la région correspondante.

Parmi les différentes régions retenues, celle du Blafo-Guétó, dont le relief est très varié et où de larges témoins des aplanissements cuirassés sont conservés, a servi de point de départ pour l'établissement de la succession des principales étapes de la morphogenèse. La première partie débutera par l'étude de cette région. La présentation des autres régions s'ordonnera ensuite en s'éloignant de la région du Blafo-Guétó, d'abord vers le sud forestier (Bokasso, Mokta, Nsuta), ensuite vers le nord (Bondoukou, Korhogo, Tambao).

La seconde partie en revanche, débutera par l'étude du gisement de Mokta, celui où les relations entre les minerais superficiels et les étapes de la morphogenèse sont les plus claires, et où les différents types de minerais superficiels sont encore tous observables à l'emplacement même où ils se sont formés. La présentation très rapide des autres gisements et indices s'ordonnera en fonction des relations plus ou moins étroites que présente la disposition de leurs minerais oxydés avec la disposition de ces minerais à Mokta.

première partie

**ÉTUDES GÉOMORPHOLOGIQUES
RÉGIONALES
APLANISSEMENT ET CUIRASSEMENT**

A Données générales

L'existence de surfaces d'aplanissement, souvent cuirassées, est depuis longtemps reconnue comme un trait majeur des paysages africains (DIXEY, 1922, 1937, 1945 ; DU TOIT, 1926 ; WAYLAND, 1933 ; VEATCH, 1935 ; DE CHÉTELAT, 1938 ; BONNAULT, 1938 ; GÈZE, 1943 ; LECLERC, 1945 ; DRESCH, 1947 ; CAHEN et LEPERSONNE, 1948 ; DU PREEZ, 1949, 1954 ; DE WEISSE, 1952).

Leur extension et leur genèse, leurs relations, les matériaux qu'elles portent, ont fait l'objet de nombreuses études dans des disciplines variées, géographie, pédologie, géologie, métallogénie, hydrologie... Une gamme très large de concepts et d'hypothèses contradictoires a été établie, selon les aspects considérés, notamment selon qu'on s'attache préférentiellement aux formes de relief ou aux profils associés de sols et d'altérites. Les diverses hypothèses et explications se mêlent, l'une ou l'autre dominant quelque temps, et l'abandon des moins conformes à la réalité est très lent. Une conséquence secondaire mais caractéristique est la confusion du vocabulaire dont le terme de latérite, rendu inutilisable par des acceptions trop variées, est le plus remarquable exemple, à propos duquel CHAUTARD (1905) notait déjà : « On arrive dès lors à cette conclusion que les minéralogistes et les voyageurs ne s'entendent point sur la définition de la latérite... »

L'historique et la confrontation de toutes ces conceptions restent à faire. Des tentatives partielles existent comme la mise au point de BAULIG (1952) sur les processus d'aplanissement ou celle de LAMOTTE et ROUGERIE (1962) sur la genèse des cuirasses ferrugineuses. Concernant cette genèse, quelques jalons caractéristiques peuvent être cités : RÉFORMATSKY, 1935 ; AUFRÈRE, 1936 ; SCAËTTA, 1941, ERHART, 1943 ; AUBREVILLE, 1949a ; AUBERT, 1949, 1950 ; RIQUEUR, 1954 ; MAIGNIEN, 1954a, 1954b, 1958 ; ROCH, 1958. Enfin parmi les synthèses récentes, il faut retenir, d'une part celle de MAIGNIEN (1966) sur le cuirassement ; d'autre part, celle de TRICART et CAILLEUX (1965, 1969) sur la morphogenèse dans les régions chaudes et dans les régions sèches, où une large place est faite à la formation des cuirasses et à celle des glacis.

Pour les faits et pour les interprétations qui ont actuellement cours, un bref résumé sera l'occasion de fournir une bibliographie sommaire.

I SURFACES D'APLANISSEMENT : FORMES

Les plus beaux constats de l'existence des surfaces d'aplanissement reviennent aux géographes. DRESCH (1953) à propos de la « monotonie des plâtitudes africaines » note : « les

escarpements vigoureux des inselbergs et des cuestras n'en apparaissent que plus étranges. Encore portent-ils d'autres platitudes dont la monotonie n'est pas moindre ». LAMOTTE et ROUGERIE (1956) précisent : « L'Afrique de l'ouest est entièrement bâtie de plans horizontaux portés ou conservés à des altitudes différentes et sur des superficies plus ou moins exigües... Les volumes montagneux y sont exceptionnels et ceux-là même participent d'un style de relief tabulaire ».

Deux groupes de surfaces sont distingués : des surfaces supérieures concernant les massifs montagneux et les reliefs isolés et des surfaces inférieures formant des bas-plateaux ou des plaines.

a Surfaces supérieures.

En Afrique de l'ouest trois surfaces supérieures sont décrites dans le massif du Nimba, à la frontière guinéo-libérienne, où leurs altitudes respectives sont de 1600, 1300, et 800 m, ainsi que dans les monts Loma en Sierra-Leone et dans le massif de Fouta-Djalon où les altitudes ne sont plus que de 1200, 900 et 600 m (LECLERC et al., 1949 ; JAEGER, 1953 ; MICHEL, 1970). Les deux premières, dont la formation est antérieure au Tertiaire sont mises en relation avec des surfaces au nombre de une à trois, décrites notamment au Nigéria, au Cameroun, en Ouganda, au Malawi où elles s'étagent de 2300 à 1700 m dans la région de Dedza, à Madagascar, et même au Sahara, dans l'Atakor et les Monts d'Ougarta (DIXEY, 1946, 1958 ; GUIRAUDIE et ROCH, 1952 ; PUGH, 1953, 1954 ; LAPLANTE et BACHELIER, 1954 ; BISHOP, 1966 ; SÉGALEN, 1967 ; ROGNON, 1967 ; CONRAD, 1968 ; BATTISTINI, 1968 ; BOURGEAT, 1970). KING (1950) en fait le résultat de cycles d'érosion « super-continentaux » et leur trouve des équivalents en Asie, en Europe, en Amérique du Sud.... La troisième a une extension beaucoup plus large. Du Sénégal jusqu'au Nigéria, son altitude varie de 1000-800 m dans les massifs montagneux et à leur périphérie, à 700-500 m dans les plaines intérieures, 300-200 m dans les régions proches de la côte atlantique. Sa trace est localement trouvée sous les dépôts du Continental Terminal. Elle s'étend au Cameroun, en RCA et au Gabon, au Congo, dans la zone des rifts, à Madagascar... (LECLERC et al., 1955 ; JONES, 1955 ; LE BOURDIEC, 1958 ; MICHEL, 1959 ; FRATSCNER, 1960 ; TESSIER, 1965 ; LEPRUN, 1969 ; FLICOTEAUX et TESSIER, 1971 ; GRAS, 1970 ; BOULVERT, 1971). Développée à l'échelle continentale, marquant plus profondément le modelé que les précédentes qui se limitent à des reliques coiffant des reliefs résiduels, cette troisième surface est appelée la Surface africaine (KING, 1948). Selon les lieux et les auteurs, son âge varie du Crétacé inférieur au Tertiaire moyen ou supérieur, avec une préférence marquée pour l'Éocène.

b Surfaces inférieures.

A ces surfaces supérieures, à ces « cuirasses de haut niveau témoins d'anciennes pénéplaines » (ALEXANDER et CADY, 1962) sont opposées des cuirasses de pied de pente, des bas-plateaux, reconnus comme les restes d'aplanissements à pente faible, associés en bordure des axes de drainage principaux à des accumulations alluviales qui en font des glaciis-terrasses. L'extension des surfaces inférieures en Afrique de l'ouest est notée « depuis les régions sahéliennes jusqu'à la zone septentrionale de la forêt éburnéenne » (VOGT, 1959). Leur nombre est variable selon les régions et les interprétations. Deux au Ghana (HILTON, 1963) ainsi qu'en Côte d'Ivoire centrale (BRUGIÈRE, 1948 ; VOGT, 1956 ; GRANDIN et DELVIGNE, 1969a), trois au nord de la Côte d'Ivoire, en Haute-Volta, au Mali, etc... (KALOGA, 1966 ; BLANCK, 1968 ; VOGT, 1962a ; LEPRUN, 1969 ; BOULET, 1970 ; ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970), parfois quatre lorsqu'un très haut-glaciis est envisagé (MICHEL, 1970). L'avant-dernier chiffre est le plus fréquent et les dénominations haut-glaciis, moyen-glaciis, bas-glaciis sont devenues traditionnelles.

Des surfaces inférieures sont également décrites dans les zones tropicales au-delà de l'Afrique de l'ouest, qu'il s'agisse du Nigéria, du Tchad, du Cameroun et du Gabon (VOGT, 1962b ; PIAS, 1968 ; CHATELIN, 1968 ; FRITSCH, 1969 ; 1970 ; HERVIEU, 1970 ; BURKE et DUROTOYE, 1970) ou bien de

l'Indochine et de l'Australie (MULCAHY, 1960 ; MULCAHY et HINGSTON, 1961 ; SAURIN et CARBONNEL, 1964). Mais, à l'opposé de ce qui se passe pour les surfaces supérieures, les corrélations à grande distance sont rares : difficulté accrue ou prudence louable. Les âges retenus varient du Pliocène ou du Quaternaire ancien au Quaternaire récent.

c Façonnement.

Multiconvexes ou multiconcaves, résultat d'une pénéplanation, d'une pédiplanation ou d'une pédimentation, les surfaces d'aplanissement, à chaque nouveau mécanisme envisagé, ont souvent été réduites à ce seul mécanisme. Une tentative caractéristique est celle de KING (1948, 1953) pour lequel l'aplanissement est le fait d'une entaille à partir d'un nouveau niveau de base avec développement d'un escarpement dont le recul, de l'aval vers l'amont du réseau hydrographique, délimite l'extension de la nouvelle surface. Les grandes surfaces sont alors reliées aux phénomènes susceptibles de provoquer des variations générales du niveau marin relatif, comme les grandes orogénies ou la fracturation des continents. Cette dernière serait responsable de la Surface africaine et des surfaces correspondantes australienne, indienne... façonnées à partir des nouvelles lignes de côte des continents en dérive, au cours d'un cycle d'érosion débutant au Crétacé inférieur.

L'existence locale d'un nombre de surfaces supérieur à celui prévu est interprétée par la possibilité, en cas de flexure d'une surface en voie d'aplanissement, de développer deux panneaux étagés au cours du même cycle d'érosion. Dans les cas où des surfaces peuvent être datées par des sédiments ou des épanchements volcaniques qui les recouvrent ou qu'elles recoupent, l'existence d'âges relativement récents est interprétée par l'extension progressive d'une surface au cours du temps avec la possibilité d'avoir à une même époque plusieurs surfaces fonctionnelles. Ainsi, la Surface africaine pénétrerait seulement dans les zones internes du continent au Tertiaire moyen. Ce dernier aspect est toutefois contesté : DIXEY, dès 1946, notait, à propos d'observations en Abyssinie : « They provoke inquiry as to whether the time required for extensive planation is actually as long as is often assumed ».

Des correctifs ont été apportés, tant sur les dates que sur les modalités précises de l'aplanissement, par DIXEY (1955), par PUGH (1966), ou par KING lui-même (1967), mais sans modifier les fondements de la théorie du recul d'escarpement. Celle-ci marque souvent les conceptions actuelles de la mise en place des surfaces d'aplanissement, particulièrement des surfaces supérieures : « chaque surface se développe aux dépens de celle qui la précédait... (La dénivellation) correspond à la différence de niveau de base qui a déclenché le nouveau cycle... Les changements climatiques et par conséquent de végétation et de sols ne paraissent jouer qu'un rôle mineur... » (SÉGALEN, 1967).

Pour d'autres auteurs, le modelé actuel est un « modelé polygénique du point de vue climatique » (TRICART et CAILLEUX, 1955). Certaines formes peuvent être qualifiées de « formes-climax, caractéristiques d'une adaptation assez poussée à un certain milieu morphoclimatique » (TRICART et CAILLEUX, 1965). Mais « une évolution complexe modifie les formations superficielles et les sols même lorsque dans ses grandes lignes une topographie ancienne a été conservée. Il n'y a pas cycle mais évolution avec modification progressive des conditions même de cette évolution ». Il ne faut pas séparer l'étude des matériaux de celle des formes mais « regarder le matériel et le replacer dans son cadre », en tenant compte du fait que l'influence du climat « s'exerce principalement par l'intermédiaire de la végétation et des sols qui en dépendent ».

II SURFACES D'APLANISSEMENT : MATÉRIAUX ASSOCIÉS

a Surfaces supérieures.

La genèse des surfaces supérieures restera discutée tant que les formations spécifiques qui leur sont associées n'auront pas fait l'objet d'études synthétiques. Sauf en ce qui concerne certains des gisements de bauxite portés par ces surfaces (SABOT, 1954 ; BRÜCKNER, 1957 ; HUNTER, 1961 ; WAGRENIER, 1961 ; ROY CHOWDHURI et al., 1964 ; VALETON, 1968 ; NICOLAS et BELINGA, 1969 ; GRUBB, 1970), les profils sont rarement décrits ou bien les auteurs ne les localisent pas avec précision dans une séquence géomorphologique régionale. Par ailleurs, ceux qui étudient le modelé le font souvent à large échelle, sans distinguer dans une surface ce qui est originel et ce qui est lié à l'évolution plus récente tant que le rajeunissement ne crée pas de dénivellations importantes (PALLISTER, 1954 ; MARTIN, 1967 ; LEPERSONNE, 1956, 1958). De façon générale, des altérations profondes à caractères ferrallitiques et des cuirasses sont associées à ces surfaces. L'extension et l'épaisseur des cuirasses sont très variables. Sur le niveau supérieur des Hautes-Terres malgaches, la cuirasse n'occupe pas plus de 1 % de la surface et son épaisseur, sur les interfluves plats, est inférieure à 1 m (BOURGEAT et PETIT, 1969). Par contre, dans la région du Blafo-Guêto en Côte d'Ivoire, les témoins de la surface supérieure sont entièrement cuirassés sur une épaisseur qui atteint couramment 10 m (GRANDIN, 1968). La nature des cuirasses varie également. Elles sont respectivement ferrugineuses ou alumineuses, tantôt en fonction du type de roche-mère : quartzites à magnétite du Nimba (Guinée) ou syénites des Mlanje Mountains (Malawi), pour la Surface gondwanienne ; tantôt en fonction de la surface considérée : surface de Meiganga ou surface de Minim Martap pour les basaltes du Cameroun. La richesse en alumine dépendrait aussi de l'altitude relative et du type de dissection, la bauxitisation étant souvent attribuée à un lessivage différentiel dans les conditions de bon drainage. Quelques auteurs, à l'opposé, estiment que « la distinction entre cuirasses latéritiques, formées essentiellement d'alumine, où le fer ne joue qu'un rôle subordonné, et cuirasses ferrugineuses, où il est au contraire l'élément caractéristique, est essentielle » (TRICART et CAILLEUX, 1955).

Le développement des grandes surfaces d'aplanissement sur le continent a une influence directe sur la sédimentation dans les bassins environnants. L'étude des conditions de genèse des minéraux argileux dans les sédiments (MILLOT, 1957, 1964 ; LUCAS, 1962) et la théorie de la bio-rhéxistasie (ERHART, 1956) ont renouvelé la compréhension des relations entre actions morphoclimatiques et séquences sédimentaires. En Afrique de l'ouest, elles ont facilité l'interprétation des séries sédimentaires secondaires à récentes (RADIER, 1957 ; DEFOSSEZ, 1958 ; SLANSKY, 1958 ; ELOUARD, 1962), permettant notamment à FAURE (1966) d'étudier au Niger oriental les interférences complexes des effets du climat et de la tectonique sur ces séries.

Les sédiments les plus caractéristiques des événements climatiques continentaux sont de deux types :

- la sédimentation chimique basique à attapulгите ou sépiolite, associée aux carbonates, aux silices, aux phosphates. Elle implique le piégeage aval des éléments lessivés d'un continent stable, livré aux hydrolyses d'un climat agressif (MILLOT, RADIER et BONIFAS, 1957 ; MILLOT, 1967).
- la sédimentation de type sidérolithique, à kaolinite héritée, ferrugineuse, qui correspond à l'ablation et au transport d'un manteau d'altération.

La succession de ces deux types de sédimentation au Tertiaire inférieur et moyen est mise en relation avec l'altération puis la dissection de la Surface africaine. Des successions voisines, à la fin du Crétacé et dans le Continental Intercalaire dont le sommet est crétacé inférieur, peuvent être mises en relation avec des surfaces plus anciennes. A ces époques, des phénomènes comparables marquent la sédimentation bien au-delà de l'Afrique de l'ouest. En témoignent à travers l'Europe les bauxites crétacées et le sidérolithique éocène-oligocène (DENIZOT, 1961 ; FREYTET, 1964 ; DESCHAMPS, 1966 ; ESTÉOULE-CHOUX, 1968 ; NICOLAS et LECOLLE, 1968 ; COMBES, 1969 ; TRAUTH et al. 1969).

Les datations des phénomènes sédimentaires sont plus précises que celles des événements géomorphologiques corrélatifs, permettant des interprétations à large échelle plus sûres. Mais en fait, les relations des surfaces d'aplanissement avec ce qui est inscrit dans la sédimentation sont aléatoires, dans la mesure même où des divergences profondes subsistent quant à la succession dans le temps de l'aplanissement, de l'altération, du cuirassement. Aplaniissement et altération sont contemporains pour MICHEL (1959) en ce qui concerne une haute surface du Fouta Djallon, formée « peut-être par pédiplanation au début mais achevée sous climat chaud et humide ». Pour BRÜCKNER (1957) l'altération est très postérieure à l'aplanissement puisque l'interprétation d'un profil ghanéen de la Surface africaine fait intervenir, après un « cycle bauxitique éocène » et des phases de ferruginisation quaternaires, une « latéritisation » récente responsable de la lithomarge kaolinique. Pour MAUD (1968), en Afrique du Sud, c'est la cuirasse de la Surface africaine qui pourrait être récente car il retrouve des cuirasses de faciès semblable sur des surfaces en contrebas.

b Surfaces inférieures.

Pour les surfaces inférieures, les descriptions et les interprétations convergent, en Afrique de l'ouest, vers une explication plus cohérente qui doit beaucoup à la reconnaissance de l'influence des climats sur le modelé (CHOLLEY, 1950 ; DE HEINZELIN, 1952 ; BRÜCKNER, 1955 ; TRICART et CAILLEUX, 1965 ; DE SWARDT, 1964), à la reconnaissance des oscillations climatiques quaternaires associées à des oscillations du niveau de base (NILSSON, 1949 ; BROOKS, 1949 ; LEAKEY, 1949 ; BALOUT, 1952 ; TRICART, 1956 ; TRICART, MICHEL et VOGT, 1957 ; ROUGERIE, 1958 ; FAURE et ELOUARD, 1967 ; FAURE, 1969 ; SERVANT et al., 1969), à la reconnaissance de l'importance, dans la formation des cuirasses, de l'accumulation absolue, du lessivage oblique et de l'héritage (d'HOORE, 1954 ; MAIGNIEN, 1958 ; POUQUET, 1960, LAMOTTE et ROUGERIE, 1956). Elle doit aussi beaucoup aux études descriptives régionales dont les observations sont exposées avec assez de détail pour rester utiles indépendamment des interprétations chronologiques (parmi celles qui n'ont pas encore été citées : PALLISTER, 1956 ; DAVEAU, 1959 ; DAVEAU, LAMOTTE et ROUGERIE, 1962 ; VOGT, 1962a ; FÖLSTER, 1964 ; TRICART et GUERRA DE MACEDO, 1965 ; BOULVERT, 1968 ; AVENARD, 1972).

Les surfaces d'aplanissement inférieures se sont développées dans des paysages à réseau hydrographique peu ramifié. TRICART (1969) décrit des cônes de déjection coalescents, des glacis de dénudation, d'épandage, ou d'ennoyage. Les extensions et les pentes sont variables ce qui, indépendamment de la variété des modelés antérieurs, suggère la réalisation des aplanissements dans une gamme de climats assez large (sahéliens à tropicaux secs pour autant que les climats actuels soient représentatifs des climats passés). Les mécanismes de genèse des glacis ont fait l'objet de nombreuses interprétations (BRYAN, 1935 ; COTTON, 1961 ; TRENDALL, 1962 ; DRESCH, 1967 ; MENSCHING, 1958, 1968 ; BÜDEL, 1957, 1965 ; LOUIS, 1964), parfois de discussions assez vives (DUMAS, 1967 ; CAILLEUX, 1968 ; DUMAS et TRICART, 1968). Ces interprétations sont actuellement renouvelées par l'apport de pédologues comme BOCQUIER (1968) et BOULET (1971).

Les oscillations climatiques ont permis la mise en place successive d'un haut-glacis, d'un moyen-glacis et d'un bas-glacis, le dernier n'étant généralement pas cuirassé. Pour la plupart des auteurs récents, le cuirassement résulte du piégeage, après un transport latéral, de fer issu des reliefs résiduels ou des témoins de cuirasses antérieures, au cours d'une phase climatique plus humide que

celle permettant l'aplanissement. « Le cuirassement ne crée pas un modelé spécifique, mais conserve les formes du relief qui favorisent l'immobilisation... » (MAIGNIEN, 1956). Les altérites associées au haut-glacis et au moyen-glacis sont considérées comme contemporaines du cuirassement ou bien il est admis qu'elles sont héritées, la nouvelle surface s'inscrivant dans un manteau d'altération ancien. BIZE (1966) note que leur épaisseur augmente de la moyenne Côte d'Ivoire vers la Haute-Volta tandis que GEORGE (1968) note qu'elles sont liées à « la position de la roche saine par rapport à la zone de battement de la nappe lors de la genèse de la cuirasse ».

En réalité, la séquence climatique responsable des glacis cuirassés et altérés est mal connue. A une latitude assez forte, il suffit d'invoquer un balancement : l'aplanissement est le fait de climats plus secs que l'actuel, l'altération et le cuirassement le fait de climats plus humides. Plus au sud, à partir des zones préforestières, aplanissement et cuirassement apparaissent le fait de périodes plus sèches que l'actuelle et la relation entre cuirassement et altération est plus difficile à concevoir.

L'interprétation des aspects variés que prend une surface cuirassée selon la latitude, se heurte à une difficulté : distinguer les différences initiales, propres à la période de construction de cette surface cuirassée, des différences acquises au cours de l'évolution ultérieure, qui va jusqu'à sa destruction. Longtemps admise, par exemple, l'irréversibilité du cuirassement a été réfutée par GREENE (1950) soutenu par AUBERT (1954) et MAIGNIEN (1960). En fait, les mécanismes de la formation et de l'évolution des cuirasses commencent seulement à faire l'objet d'études de détail (NAHON, 1971, pour les cuirasses ferrugineuses).

III ENTRE LES SURFACES SUPÉRIEURES ET INFÉRIEURES : LE RELIEF INTERMÉDIAIRE

Un écart chronologique important sépare les surfaces supérieures et les surfaces inférieures. En Afrique orientale l'existence d'une surface supplémentaire, intercalée entre la Surface africaine et le système des glacis quaternaires, a été reconnue. Considérée comme la conséquence d'une surélévation du continent postérieure à son individualisation, elle est souvent nommée Surface africaine II, la Surface africaine devenant Surface africaine I. Mais les matériaux associés sont rarement décrits.

En Afrique de l'ouest, seuls quelques auteurs se sont attachés à combler le vide géomorphologique du Tertiaire moyen et supérieur. C'est pourtant l'époque de la mise en place, dans les zones côtières et les bassins intérieurs, du Continental Terminal, nappe d'épandage de matériel sablo-argileux et ferrugineux qui suppose un climat relativement aride. L'érosion correspondante n'aurait conduit qu'à un nivellement partiel. Un « relief intermédiaire » a été défini, formant raccord entre les surfaces supérieures et inférieures (VOGT, 1957). Au Sénégal, MICHEL (1970) lui donne plus d'importance. Il parle d'une surface pliocène dont « l'aplanissement est resté très incomplet ». Au sommet des dépôts du Continental Terminal et dans les vallées des grands fleuves, elle serait plus régulière que dans les hauts bassins où ses formes sont variées : « versants en pente douce à revêtement latéritique... prolongeant le haut-bowal jusqu'aux glacis... ensemble confus de collines sectionné par le creusement ultérieur des cours d'eau ». La cuirasse qu'elle porte est ferrugineuse dans l'avant-pays où elle forme des points hauts. Elle est alumino-ferrugineuse dans les hauts-bassins, où elle est dominée par les plateaux bauxitiques de la surface éocène et des surfaces antérieures. MICHEL est d'ailleurs amené à suggérer une distinction entre un relief intermédiaire qui concernerait essentiellement les hauts-bassins et un très haut-glacis postérieur qui rassemblerait les témoins des grandes

vallées. Au Niger et au nord de la Haute-Volta, GAVAUD (1966) et BOULET (1968) décrivent une surface intermédiaire portant une cuirasse ferrugineuse, dont les faciès se distinguent de ceux des cuirasses des glacis. Sur le socle, elle se serait antérieurement raccordée en continuité avec les témoins de la Surface africaine et resterait donc une forme de passage de la surface supérieure au bas-pays.

IV QUESTIONS

Si bref soit-il, le résumé précédent fait apparaître quelques questions qui n'ont pas encore trouvé de réponses définitives. En particulier :

- les modes d'aplanissement sont-ils les mêmes pour les surfaces supérieures, notamment pour la Surface africaine, et pour les surfaces inférieures ?
- la nature ferrugineuse ou alumineuse des cuirasses dépend-elle de conditions locales (roche-mère, mise en relief...) ou dépend-elle d'abord de conditions morphoclimatiques générales permettant de définir des types de cuirasses, différents d'une surface à l'autre ?
- les altérations associées aux cuirasses ferrugineuses des glacis étagés correspondent-elles à des troncatures à différents niveaux d'un même manteau ancien ou sont-elles, en général, propres aux surfaces correspondantes ?
- le relief intermédiaire, tantôt modelé différencié de défonçage de la Surface africaine, tantôt surface d'aplanissement, portant une cuirasse ici alumineuse, là ferrugineuse, représente-t-il bien une unité géomorphologique définie ? Ou regroupe-t-il, dans sa définition actuelle, les résultats de phénomènes variés intervenant à différentes époques ?

B Région du Blafo-Guétó

I VUE D'ENSEMBLE

(fig. 5, 6, 7 ; photos pl. I à V)

a Situation de la région. Roches et rivières.

Au centre de la Côte d'Ivoire, la limite de la forêt dense forme une large indentation vers le sud, occupée par le pays baoulé (RIOU, 1961, 1965, 1966). Les indices de manganèse du Blafo-Guétó sont situés dans la pointe triangulaire de cette indentation, approximativement délimitée par les fleuves Bandama et Nzi, à l'amont de leur confluent, entre les parallèles 6° et 7° (fig. 5). La région du Blafo-Guétó (fig. 6) est ainsi une région de savane à îlots forestiers, passant à la forêt vers le sud et le sud-ouest.

Cette région comprend trois domaines géologiques dont les limites suivent la direction birrimienne SSW-NNE (fig. 7) : le domaine du complexe volcano-sédimentaire birrimien au centre de la région ; le domaine des granites et des migmatites éburnéens, situé de part et d'autre, au sud-est et au nord-ouest ; le domaine des schistes arkosiques appelés « flyschs » birrimiens, qui limite la région à l'est et où s'inscrivent les méandres du Nzi.

La ligne de séparation des eaux entre le Bandama et le Nzi divise la région en deux zones de superficies extrêmement inégales (fig. 6). A 80 km du confluent, cette ligne n'est située qu'à 8 km du Bandama alors qu'elle est située à plus de 50 km du Nzi. La comparaison des profils en long des deux fleuves (fig. 8) explique le caractère conquérant du Nzi. Sur le Bandama les rapides d'Oumé créent une dénivellation de 75 m en moins de 40 km. En revanche, le Nzi présente un profil sans dénivellations brusques, dont la pente moyenne est de 0,2 ‰, voisine de celle du Bandama à l'amont des rapides. Le Nzi a donc approfondi et régularisé sa vallée, élargi son bassin-versant, tandis qu'un bief élevé se maintenait sur le Bandama (GRANDIN et DELVIGNE, 1969b). L'ampleur variable des déblaiements réalisés par les deux fleuves se conjugue aux différences de nature pétrographique du socle pour définir des ensembles géomorphologiques bien individualisés. Deux d'entre eux retiennent l'attention par la variété des unités dont ils sont composés.

b Le domaine granitique du sud-est.

Le domaine granitique du sud-est est un ensemble de croupes, séparées par des bas-fonds à terminaison en spatule. Les sommets des croupes, dont l'altitude décroît avec la distance à la vallée et

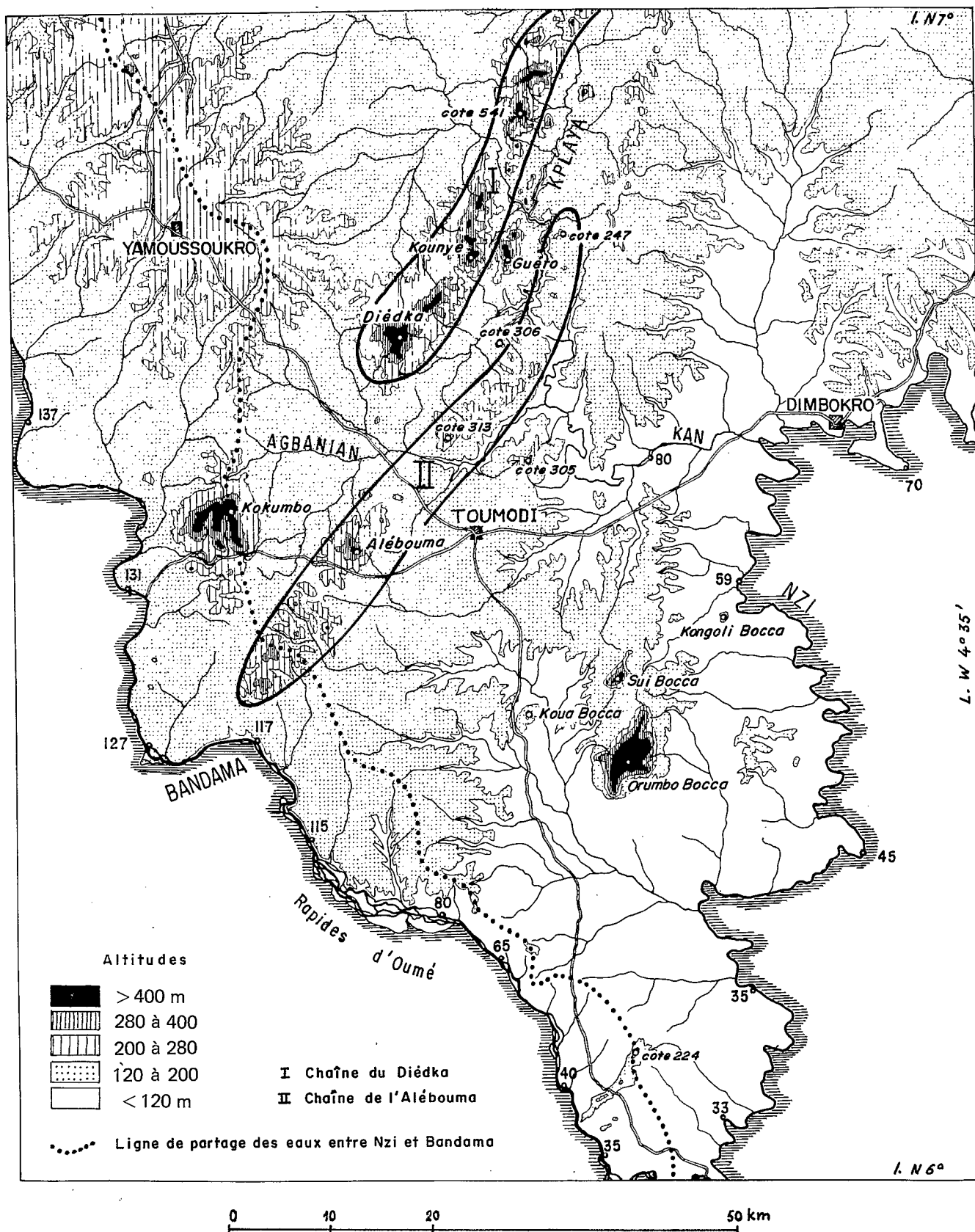


FIG. 6. — Région du Blafo-Gueto. Relief.

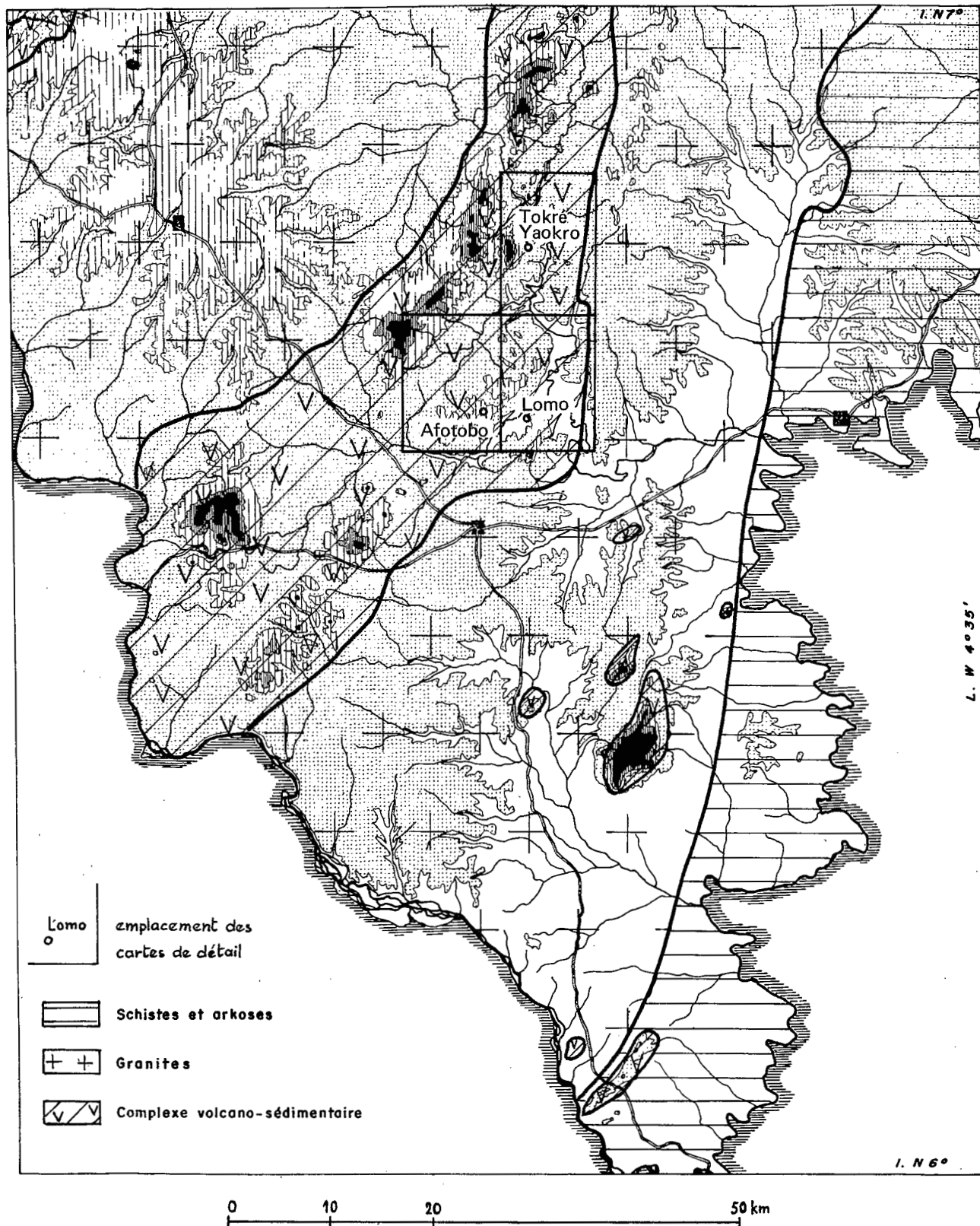


FIG. 7. — Région du Blafo-Gueto. Esquisse géologique.

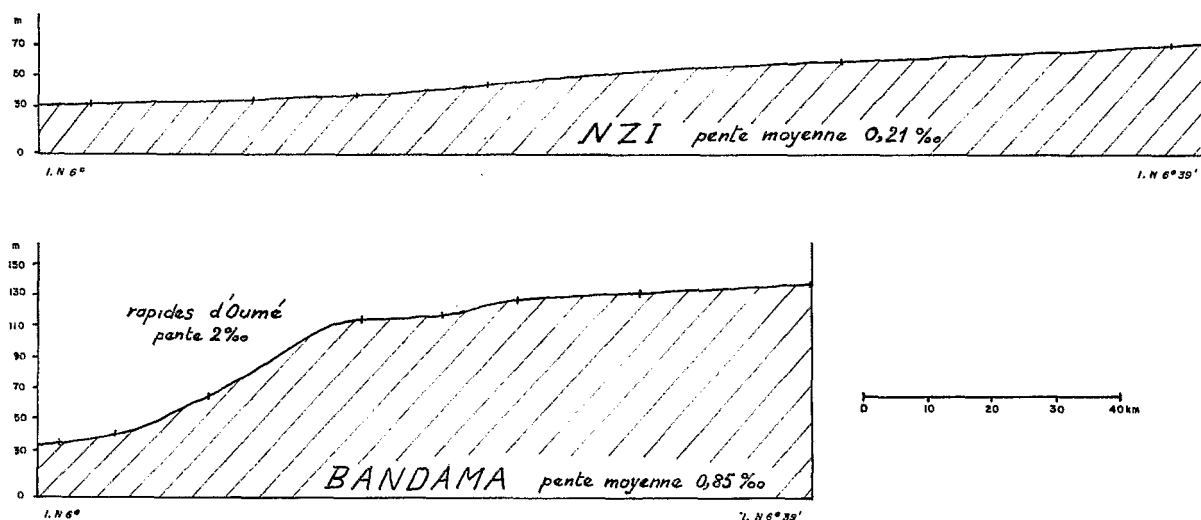


Fig. 8. — Région du Blafo-Gueto. Profils en long des axes de drainage majeurs entre les parallèles 6° et 6°39'. La longueur supérieure du cours du Nzi (180 km contre 120) est liée à la présence de nombreux méandres.

dont la hauteur relative oscille entre 20 et 40 m, portent un profil d'altération ferrallitique coiffé d'un horizon rouge gravillonnaire. Les pentes présentent généralement une inflexion jalonnée d'un liseré de cuirasse, qui correspond à l'intersection d'une première entaille dans les altérations anciennes des sommets, et d'une seconde entaille, plus récente, engendrant le bas des versants et atteignant la roche. Les bas-fonds dessinent un réseau en damier et sont constitués de colluvions sableuses surmontant une nappe de cailloux posée sur la roche saine ou peu altérée (DELVIGNE et GRANDIN, 1969).

Le granite n'apparaît en surface que sous deux formes :

- de larges dômes, à surface rugueuse, écaillée ou chaotique, dont les dimensions sont du même ordre de grandeur que celles des croupes gravillonnaires. Ils correspondent à des affleurements anciens, dégagés au fur et à mesure des entailles successives.
- des dos de baleine d'extension réduite, ne dépassant pas quelques mètres d'altitude relative, dégagés récemment dans les zones basses.

De loin en loin le domaine granitique est dominé par de hauts reliefs constitués de roches vertes : méta-gabbros et amphibolites. Les plus élevés, dont la hauteur de commandement dépasse 300 m, sont tabulaires et coiffés de puissantes cuirasses alumino-ferrugineuses (photo pl. I C). Les moins élevés peuvent porter des débris de cuirasses ferrugineuses. A leur sommet la roche affleure en boules qui forment des pavages plus ou moins continus. Des cortex d'altération de type pain d'épice sont conservés sur certaines boules, montrant que ces dernières correspondent à la base décapée d'un ancien profil d'altération ferrallitique. Le contact des roches basiques et des migmatites ou granites ne se situe pas nécessairement au pied des collines : les roches basiques peuvent s'étendre dans la plaine ou les granites occuper la partie inférieure des pentes.

Les affleurements granitiques et les croupes gravillonnaires tendent à s'organiser en bandes parallèles à la direction birrimienne, plus exactement en fuseaux étirés dont le renflement central est occupé par une colline de roches basiques. Cette disposition se remarque d'autant mieux dans le paysage que les croupes gravillonnaires ont leurs sommets occupés par la forêt qui trouve un milieu favorable dans les altérations profondes à bonne capacité de rétention d'eau. Chacune des grandes collines ou « bocca » (Koua Bocca, Sui Bocca, Orumbo Bocca, Kongoli Bocca) est ainsi associée à une bande granitique dont la plus forte résistance à la dissection et la meilleure tenue des altérites anciennes peuvent être mises en relation avec une texture plus orientée (HURULT, 1967).

c Le domaine volcano-sédimentaire.

Le domaine volcano-sédimentaire comporte également un bas-pays dominé par des reliefs.

Mais les **reliefs** sont plus nombreux. Ils sont organisés en chaînes, orientées selon la direction birrimienne :

- chaîne centrale du Diédka, du Kounyé et de la cote 541, qui correspond à un alignement de roches vertes (amphibolites, gabbros, dolérites).
- chaîne de l'Alébouma, de la cote 313 et des collines au-delà de la vallée du Kan, jusqu'à la cote 247, qui correspond à des épanchements de basaltes et d'andésites.

Sur le flanc des chaînes, des massifs et des collines isolés comportent soit des roches d'un des types ci-dessus (cote 305), soit des schistes et des quartzites (Guéto et Blafo), soit des rhyolites (cote 306), parfois des associations de schistes et de roches basiques (Kokumbo).

Les reliefs sont fréquemment tabulaires et cuirassés. Dans ce cas, l'altitude, le modelé des plateaux sommitaux et la nature des cuirasses permettent de les regrouper en deux familles bien distinctes, qui représentent les témoins de deux anciennes surfaces d'aplanissement. La première est conservée à des altitudes de l'ordre de 500 m et les cuirasses associées, alumino-ferrugineuses, forment le niveau cuirassé bauxitique ou niveau bauxitique. La seconde est rencontrée principalement entre les altitudes 250 et 300 m et ses cuirasses, ferrugineuses, forment le niveau cuirassé intermédiaire ou niveau intermédiaire.

Pour sa part le **bas-pays** n'est pas constitué d'un moutonnement de croupes. Des formes aplanies à pente faible sont le trait dominant de son modelé.

Les unes représentent différents stades d'évolution de vastes glacis de piémont cuirassés, nommés hauts-glacis. La plaine entre Alébouma et Kokumbo conserve presque dans son intégrité la forme originelle de ces glacis. Développés de part et d'autre des drains, ils forment de grands dièdres très ouverts, sans autres lignes d'écoulement concentré que leurs axes. Des raccords concaves les joignent aux reliefs. Ils sont dissymétriques lorsque ces reliefs sont d'importance inégale. Au pied du Diédka, les hauts-glacis sont érodés à l'aval avec apparition d'un rebord franc. Sur le pourtour de la cote 313, les raccords à la colline sont également érodés et les glacis se transforment en bas-plateaux. En périphérie de la cote 305, proche d'un affluent de premier ordre du Nzi, les hauts-glacis sont réduits à des témoins de faible extension. Dans ce dernier cas, nous sommes en bordure du domaine granitique du sud-est, dont les croupes gravillonnaires représentent le terme extrême de cette évolution, liée à la stabilité du Bandama en amont des rapides d'Oumé et à la poursuite du creusement en aval ainsi que dans la vallée du Nzi.

Les autres formes aplanies, moins amples et moins largement cuirassées, joignent les rebords aval des hauts-glacis aux vallées. Parfois réduites à un étroit replat, parfois véritables glacis emboîtés dans les précédents, elles sont nommées moyens-glacis. Elles peuvent s'élargir et perdre leur aspect de surfaces aplanies pour constituer un modelé peu spécifique de dissection du haut-glacis ou de raccord des collines aux plaines alluviales lorsque le haut-glacis est absent. Les pentes des croupes du pays granitique du sud-est, limitées à l'aval par un liseré de cuirasse, peuvent être rattachées à ces formes.

Les hauts-glacis et les moyens-glacis représentent deux systèmes d'aplanissements façonnés successivement au pied des reliefs. Ces deux systèmes donnent au paysage son aspect de vaste plaine d'où les reliefs émergent brusquement. Le premier, très développé à l'origine, a été partiellement détruit dans le cadre de l'évolution postérieure à sa mise en place. Le second, imparfait, est encore relativement peu disséqué.

Une coutume s'est établie, qui consiste à utiliser le même terme pour désigner soit un glacis individualisé, soit l'ensemble des glacis d'une même génération. Le haut-glacis, par exemple, est utilisé pour désigner le système des hauts-glacis. J'adopterai cette coutume après des géomorpholo-

gues comme VOGT et MICHEL, en utilisant toutefois une majuscule lorsqu'il s'agira de désigner un système de glaciaires : le Haut-glaciaire ; un haut-glaciaire développé au pied de la colline du Guéto.

d Conclusion.

La région du Blafo-Guéto conserve la marque de surfaces et de systèmes d'aplanissements étagés, portant chacun des cuirasses, plus généralement des sols à horizon cuirassé et des altérites. Le niveau bauxitique et le niveau intermédiaire déterminent le modelé des reliefs, le Haut-glaciaire et le Moyen-glaciaire celui des plaines. Chaque niveau de cuirasses et chaque système de glaciaires représente une étape de l'évolution géomorphologique et doit être étudié en tant que tel.

II LE NIVEAU BAUXITIQUE

a Les cuirasses – Disposition (fig. 6, 10, 11 ; photos pl. 1).

Des cuirasses aluminifères-ferrugineuses, dites cuirasses bauxitiques, sont présentes sur tous les reliefs d'altitude supérieure à 470 m : Orumbo Bocca, Sui Bocca, Kokumbo, Diedka qui est le point culminant régional avec une altitude de 546 m, Kounyé, Guéto, cote 541. Elles sont rencontrées à des altitudes inférieures, sous forme de cuirasses démantelées ou d'éboulis. Plus bas encore, elles peuvent apparaître, en blocs et cailloux, repris dans les cuirasses ferrugineuses plus récentes ou transportés sur de faibles distances par les torrents descendant des collines.

Le nombre faible des plateaux ne permet pas de définir de véritables règles de répartition selon la roche-mère. La cuirasse n'est toutefois présente, dans la région du Blafo-Guéto, que sur les roches du complexe volcano-sédimentaire, principalement sur les roches vertes, secondairement sur les schistes, et, si l'on tient compte des blocs de démantèlement, sur les roches d'épanchement basaltiques à andésitiques. Ceci n'exclut pas la possibilité d'un cuirassement bauxitique sur les granites dont la Côte d'Ivoire montre l'exemple dans la région de Lakota, au sud-est de Gagnoa (LENEUF, 1959).

Les témoins en place de cuirasse bauxitique n'occupent qu'à peine 2 % de la superficie de la région. S'il est impossible de reconstituer l'extension initiale des cuirasses, deux remarques s'imposent :

- la plupart des reliefs actuellement non cuirassés et d'altitude supérieure à 300 m ont porté des cuirasses bauxitiques. Tantôt des cailloux de cuirasse bauxitique subsistent sur leurs flancs, tantôt de tels cailloux sont remaniés dans les cuirasses ferrugineuses situées à leur pied. C'est notamment le cas pour l'Alébouma, la cote 313, la cote 305.
- La chaîne centrale, zone la plus faiblement disséquée, comporte d'importants éboulis de cuirasse bauxitique, parfois sans relation avec les cuirasses en place comme au col d'Assafou au nord-est du Diedka. La présence de blocs de l'ordre du m³ implique un transport horizontal minime. A l'origine, la cuirasse recouvrait presque entièrement la chaîne.

En définitive une large extension initiale est probable.

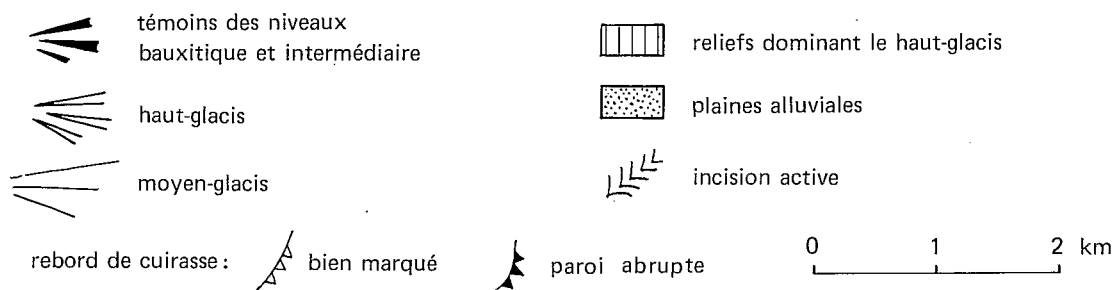
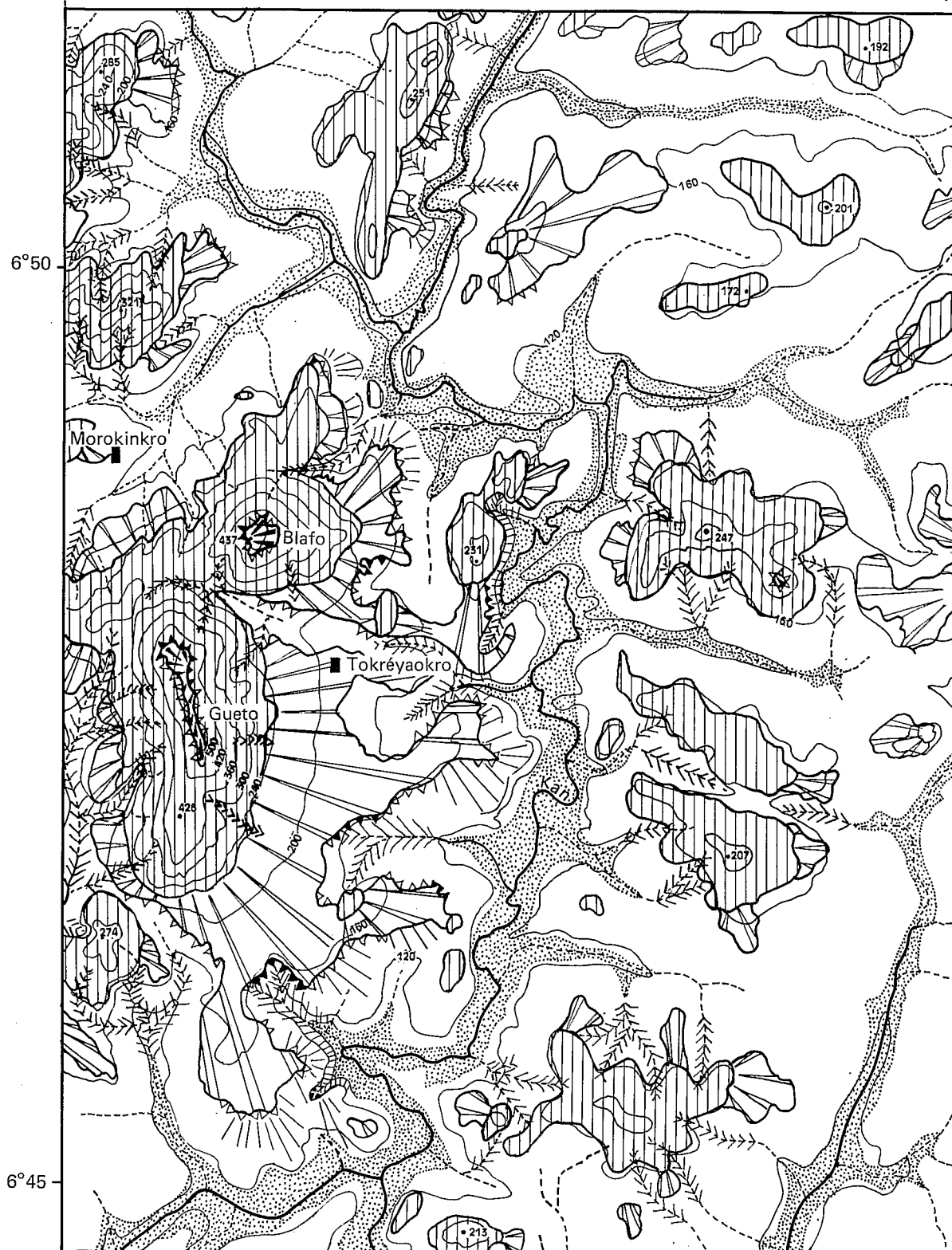


FIG. 12. — Tokréyaokro. Géomorphologie.

NOTA : Les figures 9, 10 et 11 sont en carte h.t. à la fin du volume.

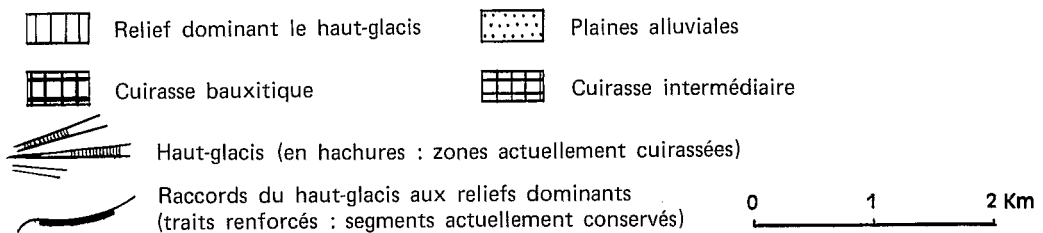
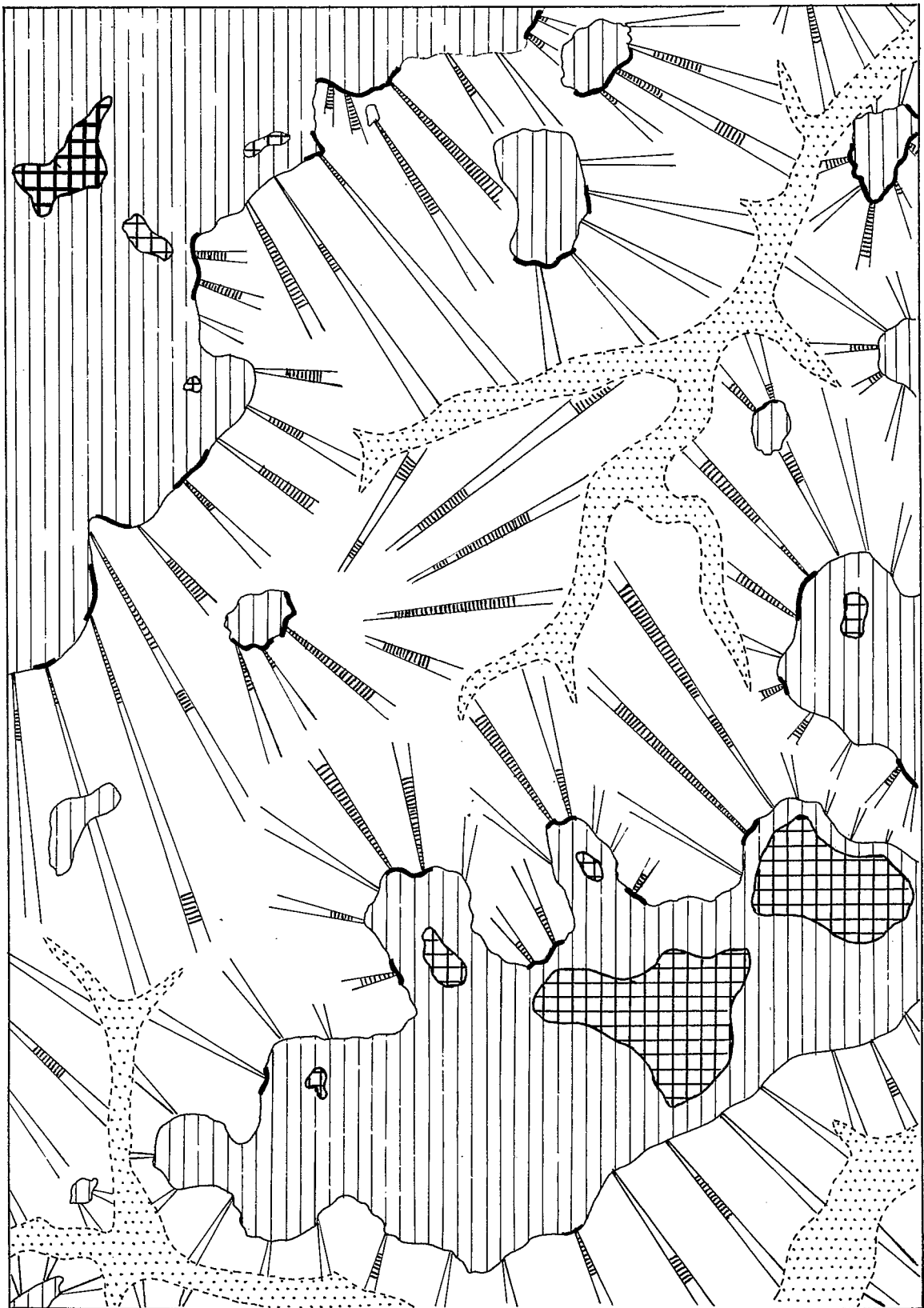


FIG. 13. — Afotobo. Modelé à la fin de la période de formation du Haut-glacis

Les plateaux portant les cuirasses bauxitiques (fig. 14 et 16) (photos pl. I, B, C, D) ont une hauteur relative de 300 à 400 m. Peu de collines d'altitude moyenne ou faible sont adjacentes à ces plateaux, bien que de telles collines soient nombreuses (Koua Bocca, Kongoli, cote 306, cote 247, collines au sud de l'Alébouma, etc...). Les reliefs sont ainsi isolés les uns des autres, sauf dans quelques portions de la chaîne centrale, et la transition au bas-pays est brutale.

Les versants des plateaux, continus ou interrompus par quelques éperons, ont une pente moyenne forte. Ils joignent fréquemment le rebord des cuirasses bauxitiques au bas-pays en moins de deux kilomètres. Le versant est du Guéto comporte des chevrons à végétation de savane, dont l'inclinaison, très régulière, se maintient à 40 % (22°) sur 200 m de dénivellation. Ces chevrons sont séparés par des alvéoles profondes, à profil transversal en U, occupées par la forêt (photo pl. II B). Ils sont couverts d'éboulis de cuirasse bauxitique, cimentés en cuirasses de pente (ou cuirasses de chape) par un matériau peu à moyennement induré, mêlant l'argile, l'alumine et les oxydes de fer (photo pl. II A). Des cuirasses de pente comparables sont présentes sur le Blafo, situé au nord du Guéto et sur l'éperon coté 426, situé au sud (photo pl. III A). Les inclinaisons moyennes respectives sont de 25 % (14°) et de 32 % (18°). Des petits lambeaux de cuirasse de pente sont également rencontrés sur les flancs du Diedka.

Le raccord de la cuirasse de pente et de la cuirasse bauxitique se fait par l'intermédiaire d'un rebord peu marqué ou sans discontinuité. Il est alors difficile de fixer la limite entre les deux formations lorsque la cuirasse bauxitique est inclinée dans la même direction que la cuirasse de pente. La limite inférieure des cuirasses de pente du Guéto, du Blafo et de l'éperon coté 426 est à 300 m d'altitude. Elle est parfois soulignée par un abrupt. Souvent l'inclinaison de la cuirasse de pente diminue à l'extrémité aval. La cuirasse prend une forme légèrement concave puis s'interrompt, ce qui suggère un raccord antérieur à un piémont peu incliné.

b Les cuirasses, témoins d'une surface d'aplanissement.

Les cuirasses bauxitiques forment des plateaux, qu'aucun relief ne domine, et dont les altitudes se répartissent dans une fourchette relativement étroite, de 80 m pour des distances de plus de 50 km. Cela manifeste l'existence initiale d'une surface d'aplanissement. Les cuirasses, résistantes, en fossilisent quelques ultimes portions, mises en relief. Les hauteurs relatives correspondent à l'enfoncement du réseau hydrographique depuis la formation de la surface cuirassée, c'est-à-dire depuis l'Éocène, âge admis en Côte d'Ivoire pour la Surface africaine, à laquelle les cuirasses bauxitiques sont rattachées.

Selon certains auteurs comme TRENDALL (1962), « interpréter les plateaux comme des restes de croûtes latéritiques continues, témoins d'anciennes surfaces d'érosion, est injustifié ». Pour ces auteurs, les cuirasses se forment au sommet d'interfluvés et les formes planes sont obtenues par action conjointe de la « latéritisation » et du ruissellement. A moins d'envisager un cuirassement sélectif selon l'altitude, que rien ne légitime, l'hypothèse de Trendall suppose un paysage initial avec des reliefs non cuirassés d'altitudes semblables. La réalisation d'un tel paysage est exclue dans les terrains birrimiens fortement redressés et pétrographiquement très hétérogènes de la région du Blafo-Guéto. De façon générale, l'homogénéité des altitudes et l'extension très large de certains témoins s'opposent à toutes les hypothèses envisageant la formation des cuirasses sur des zones hautes. Ces hypothèses ont en général pour origine la recherche de milieux bien drainés favorables à l'accumulation relative de l'alumine. Cette recherche est d'autant plus injustifiée que même à l'heure actuelle, malgré la mise en relief, les plateaux bauxitiques, lorsqu'ils sont étendus, ne sont bien drainés qu'à leur périphérie. Loin des rebords, ils comportent souvent des zones marécageuses, voire des étangs comme à l'Orumbo Bocca.

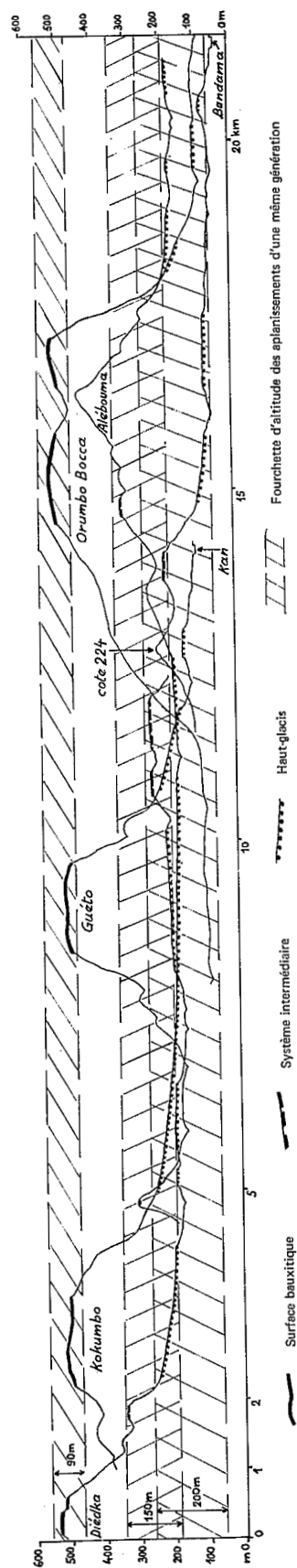


Fig. 14. — Région du Blafo-Guétô. Coupes superposées montrant la disposition des trois générations principales d'aplanissements.

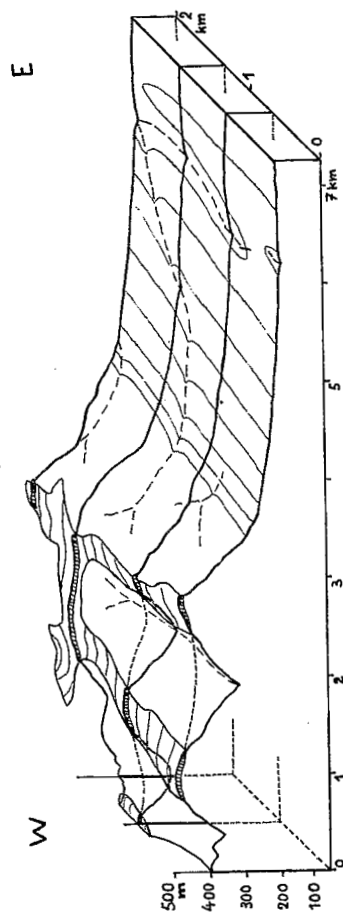


Fig. 15. — Massif du Kokumbo. Surface bauxitique et haut-glacis. Opposition entre la forme gauche de la première et la forme plane du second

c Formes de la surface d'aplanissement.

Les altitudes moyennes des témoins bauxitiques tendent à croître vers le nord. A l'extérieur de la région du Blafo-Guétó, à une soixantaine de kilomètres à l'est de Dimbokro et à une cinquantaine de kilomètres à l'ouest de Toumodi, des chaînes de collines portent des cuirasses bauxitiques à des altitudes atteignant et dépassant 600 m. Des déformations tectoniques, liées à l'évolution de la dorsale guinéenne (LAMOTTE et ROUGERIE, 1952) ont marqué la Surface africaine en Côte d'Ivoire, mais il est peu probable qu'elles aient créé des différences d'altitude sensibles, à l'échelle de la cinquantaine de kilomètres, dans le sens E-W. La surface bauxitique formait donc une sorte de gouttière d'axe N-S, légèrement inclinée vers le sud, ce qui signifie qu'un drain majeur traversait dans cette direction la région du Blafo-Guétó, dès l'Éocène. Toutefois, l'altitude et la disposition des témoins sont indépendantes du tracé actuel des rivières et des inégalités de leurs profils en long. Ceci se manifeste par l'indépendance entre l'altitude absolue des plateaux et leur altitude relative par rapport au paysage environnant. La première varie dans un intervalle beaucoup plus étroit que la seconde : le Kokumbo, 510 m, et l'Orumbo Bocca, 524 m, dominent leurs piémonts respectifs de 300 et 400 m (fig. 14).

Dans le détail, les témoins du niveau bauxitique, même lorsque leur surface est limitée à une quinzaine d'hectares, ne sont pas des plans, encore moins des plans horizontaux, mais des surfaces gauches, avec des pentes atteignant 5 à 10 % (3 à 6°) et des courbures le plus souvent convexes. Les plateaux importants, comme le Kokumbo (fig. 15) avec 3,5 km² de superficie, et l'Orumbo Bocca, de forme peu découpée, avec presque 5 km² de superficie, montrent, dans des zones où la cuirasse est continue, l'existence d'interfluves et de vallées. Sur l'Orumbo Bocca, une de ces vallées est fonctionnelle ; un ruisseau coule à même la cuirasse et franchit en cascade son rebord nord.

On ne peut pas attribuer le modelé des plateaux à la seule évolution postérieure au cuirassement. Des traits liés à cette évolution existent mais ils se distinguent des traits originels fossilisés par le cuirassement. Une modification importante de ces derniers suppose en effet le démantèlement de la cuirasse. De fait, la cuirasse est démantelée localement sur l'Orumbo Bocca, ici avec création d'une dépression fermée qui « s'assimile bien aux dolines des paysages calcaires », là avec formation d'une vallée marécageuse « où l'entaille profonde atteint la roche-mère » (BOULANGÉ, 1970). De même, sur le Kokumbo, une grande vallée s'est formée entre deux langues de cuirasse allongées vers le sud. Dans ce cas, l'entaille de la cuirasse se superpose à une vallée ancienne de la surface cuirassée (fig. 15).

En définitive, les témoins de cuirasse bauxitique permettent d'envisager, pour la surface où ils ont pris naissance, un paysage de pénéplaine¹, monotone à large échelle mais ondulé ou moutonnant dans le détail, avec des dénivellations locales inscrites dans une fourchette d'une trentaine de mètres et avec un réseau hydrographique ramifié.

d Discontinuité du cuirassement bauxitique.

La mise en place des cuirasses ne relève pas d'un phénomène continu. L'observation détaillée permet de décomposer le niveau bauxitique en un niveau supérieur et un niveau inférieur subordonné :

- sur le Diedka, un épandage de blocs bauxitiques est présent en contrebas des cuirasses les plus hautes (540 m). Il s'étend sur une assez vaste surface à pente faible (500 - 450 m). La très grande

1. Bien qu'il soit mis au purgatoire par de nombreux géographes, le terme « pénéplaine » peut être utilisé dans un sens purement descriptif, en rejetant le sens génétique de DAVIS. Il correspond à une réalité observable (voir par exemple PUGH, 1966, photo n° 13).

taille des blocs suppose un transport minime. De plus les faciès sont distincts des faciès de la cuirasse sommitale en place. Ainsi les blocs ne proviennent vraisemblablement pas du démantèlement des cuirasses hautes et l'épandage constitue par lui-même une cuirasse démantelée.

- à l'Orumbo Bocca, un éperon coté 505 m est séparé du plateau par un col. De part et d'autre du col, les cuirasses sommitales se terminent par des rebords constitués de chaos de blocs. Au creux du col, un lambeau de cuirasse bauxitique en place est présent.
- au Guéto, le plateau sommital présente à son extrémité nord-est un rebord constitué de deux escarpements de cuirasse, décalés d'une quinzaine de mètres en altitude. L'escarpement inférieur ne dépasse pas 2 m de hauteur.

Il faut donc envisager l'existence de deux étapes de cuirassement bauxitique, séparées par une phase de dissection. L'enfoncement du réseau hydrographique, au cours de cette phase, n'a pas dépassé quelques dizaines de mètres. Un décapage assez ample des cuirasses supérieures n'a pas moins eu lieu, puisque la périphérie des témoins actuels porte fréquemment la marque des cuirasses inférieures. Ceci peut signifier que la puissance et l'induration définitives des cuirasses supérieures n'ont été acquises qu'au cours de la seconde étape de cuirassement. En tout cas, au terme de cette seconde étape, les cuirasses inférieures étaient moins puissantes que les cuirasses supérieures. Elles ne se sont pas conservées en témoins indépendants et ne jouent qu'un faible rôle dans le modelé actuel.

e Le profil.

La cuirasse bauxitique appartient à un profil qui comporte, dans certains cas, un **horizon superficiel meuble**, argilo-sableux, ou argilo-limoneux. L'épaisseur est limitée à quelques dizaines de centimètres. Il peut s'agir de produits d'ablation de la partie supérieure du profil cuirassé initial, colluvionnés dans les parties légèrement déprimées, mais aussi de lambeaux résiduels en place d'une couverture meuble ancienne. Au sommet du Diedka, une telle couverture permet le maintien d'une forêt dense et de cultures. Lorsque la cuirasse est dénudée mais que sa surface est chaotique, par suite d'un léger démantèlement de la partie supérieure, une forêt sèche peut subsister malgré l'absence d'un véritable sol.

C'est le cas au sommet du Guéto. L'enracinement des arbres s'effectue entre les blocs et dans les anfractuosités superficielles de la cuirasse, où s'accumule un peu de matière organique. Il n'y a pas de réserve hydrique. L'alimentation en eau de la forêt pendant les saisons sèches fait certainement intervenir les brouillards, fréquents au sommet des grandes collines. La forêt n'occupe pas toute la cuirasse du Guéto. Elle tend à gagner du terrain, en sélectionnant les positions à l'abri des feux de savane. Elle forme ainsi des cordons le long des rebords de cuirasse et on observe des arbres isolés, perchés sur de gros blocs.

La puissance de la **cuirasse** elle-même atteint souvent 10 m et peut dépasser 15 m. L'induration forte et la compacité généralement élevée ont permis le développement local de hautes parois verticales, ayant évolué par déblaiement des horizons argileux sous-jacents et effondrement. De telles parois sont conservées sous forêt (photo pl. I A) avec des surplombs, voire de petites grottes. Des pans de cuirasse éboulés sont visibles à leur pied, enserrés par la végétation arborée.

La partie inférieure du profil consiste en une transition argileuse à la roche altérée en place, la **lithomarge kaolinique**. L'absence d'incisions vives et la densité de la végétation, assez générale en dehors des zones de cuirasse de pente couvertes de savane rase, rendent difficile l'appréciation de son épaisseur. Elle semble plus développée sur roches vertes que sur schistes mais cela tient peut-être au fait que les schistes conservent plus longtemps leur structure litée et sont considérés comme roche altérée à un stade où cette dénomination ne peut plus être attribuée aux produits correspondants dérivés des roches vertes. Quoiqu'il en soit, l'existence de roche saine en place et de blocs de roches basiques avec des cortex d'altération en pain d'épice a été constatée, sur les flancs des collines cuirassées, à des altitudes de 380 m (Guéto) à 420 m (Diedka). Cela donne une limite supérieure de 120 m à la puissance totale des terrains qui portent la marque de la période de formation des cuirasses bauxitiques, en intégrant les irrégularités de la surface des témoins. La puissance d'un profil donné ne dépasse pas ordinairement une soixantaine de mètres.

f Les faciès de la cuirasse bauxitique.

Les faciès des cuirasses bauxitiques sont variés. Trois d'entre eux dominent.

1 Le **faciès pisolithique** (éch CS 252, 254a, 263, 344) correspond à l'assemblage d'éléments sphériques à structure concentrique, soudés par un ciment. Il est bien représenté sur les roches basiques. Les paramètres principaux qui définissent les différentes variétés de cuirasses pisolithiques sont les suivants :

- le diamètre des pisolithes, 2 à 15 mm, et leur proportion par rapport au ciment ; ils peuvent être jointifs ou isolés.
- les couleurs : blanc à rouge foncé pour les pisolithes ; blanc, brun, jaune ou rouge pour le ciment.
- les structures : structure concentrique plus ou moins développée des pisolithes (elle peut être limitée à leur périphérie) ; structure massive, granulaire ou vacuolaire du ciment, la dernière étant le résultat d'une dégradation des cuirasses par lessivage.
- la présence éventuelle de poches argileuses, de pisolithes corrodés, ou de plages ferrugineuses et non ferrugineuses dont la limite commune peut recouper les pisolithes sans modifier leur structure.
- enfin, l'existence d'éléments remaniés de cuirasse, de forme anguleuse à émoussée. La taille de ces éléments varie, de celle des pisolithes à quelques centimètres. Ils présentent eux-mêmes, fréquemment, une structure pisolithique.

Les éléments remaniés sont rencontrés même dans les plus hautes cuirasses bauxitiques de première génération. Sont-ils allochtones, ce qui suppose démantèlement, transport éventuel, et cimentation dans une nouvelle cuirasse ? Correspondent-ils à la réorganisation sur place d'un matériau, en fonction de variations des conditions de milieu locales ? L'étude des échantillons ne permet pas de trancher et la question sera reprise dans les interprétations générales (F, IV). En tout cas, plusieurs étapes d'induration se sont succédées. Les cuirasses pisolithiques témoignent ainsi d'une histoire polyphasée, c'est-à-dire de variations du climat pendant le cuirassement bauxitique.

Par ailleurs, la structure pisolithique, très différente de celle de la roche-mère et compacte (sauf dans le cas particulier de blocs dégradés par lessivage), implique une redistribution complète des éléments chimiques issus de cette roche-mère, dans un milieu permettant la mobilité, non seulement du fer et de la silice, mais aussi de l'aluminium. Pour la concentration de ce dernier, la structure pisolithique apparaît ainsi à l'opposé de la structure isovolumétrique en pain d'épice des cortex d'altération des roches basiques.

2 Le **faciès granulaire** correspond à l'assemblage de petits grains bauxitiques et de cristaux de gibbsite. Il est bien représenté sur schistes. Les grains peuvent être de nature homogène, avec une dimension moyenne de quelques dixièmes de millimètre à un millimètre. La structure est alors semblable à celle d'un grès fin et la teneur en alumine est très élevée. Le plus souvent, la cuirasse comporte des plages plus ou moins ferrugineuses, de quelques millimètres de dimension moyenne, à structure massive ou finement poreuse, séparées par des joints de gibbsite. Une orientation peut apparaître à la base des cuirasses sur schistes et la transition s'effectue vers des faciès à lithostructure conservée où subsistent des lambeaux de schistes ferrugineux et manganésifères. Fréquemment les faciès granulaires sont légèrement alvéolaires, notamment à la partie supérieure des cuirasses où le passage s'effectue localement à des faciès gravillonnaires.

L'existence sur schistes de faciès granulaires où la structure de la roche est conservée confirme la mobilité de l'aluminium. Au Guéto en effet, la quantité d'alumine contenue dans les schistes est de l'ordre de 16 % en poids. La conservation de la structure dans un matériau trois fois plus riche en alumine, et dont la densité ne descend pas en dessous de la moitié de celle des schistes, nécessite l'importation de plus d'un tiers de l'alumine présente. D'ailleurs la gibbsite bien cristallisée est constante dans ces faciès, tapissant des alvéoles et formant des veinules à partir de fissures ou

d'anciens joints de stratification. L'échantillon CS 55 est un cas extrême. Il est constitué de schiste bauxitisé gris clair, finement lité et légèrement poreux, affleurant en alternance avec des bancs sub-verticaux de schistes manganésifères, sur l'éperon coté 426 au sud du Guéto. En lame mince, l'échantillon se révèle composé essentiellement de gibbsite, dont une partie microcristalline, et une partie bien cristallisée en globules ou en petites géodes. Il ne subsiste aucun résidu du feutrage de fines lamelles de séricite et de grains de quartz, dont sont constitués ces schistes lorsqu'ils sont peu altérés. L'analyse chimique donne d'ailleurs une teneur de 3,6 % de silice et de 62 % d'alumine. La densité apparente atteint 2,16. Pour les schistes peu altérés, les échantillons CS 29 et CS 99 donnent une densité de 2,33 (2,31 et 2,34) et une teneur d'alumine de 16,5 % (17,2 et 15,9). Le passage de tels schistes à l'échantillon CS 55, selon une transformation à volume constant, suppose l'importation de 71 % de l'alumine présente.

3 Le **faciès bréchique** correspond à l'assemblage d'éléments détritiques anguleux dans un ciment. La taille des éléments peut varier ainsi que leur nature : éléments de cuirasse, de roche ferruginisée ou bauxitisée, voire de minerai de manganèse dans les zones de schistes manganésifères. La proportion du ciment varie également. Il peut être poreux ou vacuolaire. Son induration est variable, selon les proportions d'alumine, d'oxyde de fer et d'argile.

Le faciès typiquement bréchique est surtout caractéristique des cuirasses de pente (CS 145b), qui peuvent remanier des blocs de plus de 50 cm de dimension principale. Il reste fréquent dans les cuirasses bauxitiques de seconde génération dont les lambeaux subsistent en périphérie des plateaux sommitaux. Pour les cuirasses principales, le faciès bréchique, assez rare, est à tendance gravillonnaire. Un faciès pseudo-bréchique ou pseudo-gravillonnaire est quelquefois rencontré (éch CS 253 et 261). Il correspond à des différenciations n'impliquant pas de remaniements ou des remaniements à très petite échelle, avec séparation d'une phase plus ferrugineuse et d'une phase plus alumineuse, éventuellement plus argileuse. La première se présente en plages anguleuses à arrondies, de la taille du centimètre. Elle peut apparaître corrodée par la seconde qui se serait formée à ses dépens.

L'existence de faciès bréchiques et gravillonnaires confirme la variation des conditions morpho-climatiques au cours de la longue période du cuirassement bauxitique. Deux générations de cuirasse, légèrement décalées en altitude, avaient été distinguées par l'étude du modelé. La seconde hérite des éléments figurés de la première. Mais, au sein même de la première génération, des remaniements localisés se manifestent, que l'étude des faciès pisolithiques permettait déjà d'envisager.

4 Les faciès ferruginisés

Un dernier aspect des cuirasses bauxitiques est la présence de concentrations d'oxydes de fer, goethite et hématite, sur certains blocs éboulés (col d'Assafou au nord-est du Diedka), ou dans la partie superficielle des cuirasses en place (Guéto, éch CS 137 c). Diffuses ou sous forme de cortex rubannés, ces concentrations peuvent pénétrer la masse bauxitique ou tapisser des alvéoles. Localement, la ferruginisation, ou l'encroûtement, se développe jusqu'à créer un sous-faciès caractérisé par des couleurs rouge violacé et brun jaunâtre à brun noir, par des veinules et des concrétions contournées de goethite à fine cristallisation radiale et par une forte induration. Tous les faciès de cuirasse bauxitique peuvent être concernés. Il s'agit d'un phénomène postérieur non seulement à la mise en place des cuirasses mais à leur mise en relief, car il concerne le pourtour de blocs de démantèlement ainsi que les cuirasses de pente, dont le ciment, souvent argileux et peu induré, comporte localement d'épais enduits ferrugineux à surface mamelonnée.

5 Les **caractéristiques communes** des différents faciès de cuirasse bauxitique, en dehors du faciès ferruginisé, sont, du point de vue de la composition :

- la présence d'alumine libre à des teneurs importantes, 30 à 60 %. Cette alumine est de la gibbsite, avec parfois un peu de boehmite.
- l'absence de quartz.

- la faible proportion d'argile.
- la présence d'oxydes de fer, goethite et hématite. La proportion d'oxyde de fer par rapport à l'alumine varie largement d'un échantillon à l'autre d'une même cuirasse. Elle varie aussi d'une cuirasse à l'autre, dans le même sens que la proportion d'oxyde de fer par rapport à l'alumine dans les roches du substratum ; les cuirasses du Diedka ou de l'Orumbo Bocca sur amphibolites sont plus ferrugineuses et moins alumineuses que les cuirasses du Guéto sur schistes sériciteux.

Si variées que soient la composition et les structures des cuirasses du niveau bauxitique, leurs faciès se distinguent, dès l'observation macroscopique, des faciès des cuirasses des autres niveaux. Ceci permet de savoir sans difficultés si un bloc ou un caillou, remanié dans une position topographique quelconque, provient ou non d'une cuirasse du niveau bauxitique.

g Conclusion.

1 Les cuirasses bauxitiques fossilisent les restes d'une surface d'aplanissement de type pénélaine, c'est-à-dire d'une surface qui n'était pas rigoureusement plane, mais ondulée ou bosselée, constituée de bas-fonds et d'interfluves convexes, et drainée par un réseau hydrographique très ramifié.

2 Aucun relief ne domine les plateaux bauxitiques, dont les altitudes sont situées entre 450 et 550 m. Les collines d'altitude supérieure à 300 m gardent des traces de la présence passée de cuirasses bauxitiques. Enfin la transition des plateaux à la plaine est brutale. Dans la région du Blafo-Guéto, il n'y a donc pas le moindre indice de reliefs ayant dominé initialement la pénélaine cuirassée¹. Ou bien de tels reliefs n'ont jamais existé. Ou bien ils étaient peu importants, pour avoir disparu après un enfoncement du réseau hydrographique limité à quelques centaines de mètres.

3 Sur les roches volcano-sédimentaires, l'épaisseur de l'ensemble du profil bauxitique (horizon meuble de surface éventuel, cuirasse, lithomarge kaolinique, roche altérée) ne dépasse pas une centaine de mètres.

4 Les faciès de la cuirasse bauxitique sont variés mais spécifiques : ils ne se rencontrent pas dans les cuirasses associées aux aplanissements développés en contrebas de l'ancienne pénélaine, sinon justement dans des blocs ou des cailloux remaniés. Le faciès pisolithique est un des principaux.

La présence d'alumine libre en grande quantité (supérieure à 30 % d' Al_2O_3) est à l'origine de la dénomination traditionnelle de cuirasse bauxitique. Dans la mesure où les cuirasses riches en alumine libre sont des accidents rares pour les autres niveaux cuirassés de toutes les régions étudiées, cette dénomination a été conservée. Elle ne doit pas faire oublier que les cuirasses bauxitiques sont définies ici par leur situation géomorphologique, en l'occurrence l'association aux témoins d'une surface d'aplanissement ancienne (dénommée par extension surface bauxitique).

5 Parmi les différents jalons de l'histoire géomorphologique conservés dans les paysages de la région du Blafo-Guéto, les cuirasses bauxitiques représentent le plus ancien. Les cuirasses de pente représentent le suivant. Elles témoignent de la fin d'une première étape de mise en relief des cuirasses bauxitiques. Au terme de cette étape, les cuirasses bauxitiques formaient des plateaux dont l'altitude relative atteignait 200 m. Les versants de ces plateaux comportaient des pentes régulières couvertes de blocs de cuirasse bauxitique. Dans une seconde étape, qui mène à la constitution des paysages actuels, les hauteurs relatives ont été portées à 300-400 m. Des cuirasses de pente, disséquées, se maintiennent sur des chevrons. Ailleurs les versants sont décapés.

1. Au Sénégal ou en Guinée, il n'en est pas de même (MICHEL, 1970) : la surface de Fantofa, éocène, à cuirasse bauxitique, est dominée par des plateaux cuirassés encore plus anciens.

III LE NIVEAU INTERMÉDIAIRE

a Disposition, Surface d'aplanissement correspondante.

Si les cuirasses du niveau bauxitique forment les points hauts régionaux, d'autres cuirasses, ferrugineuses et moins épaisses, sont présentes sur des collines d'altitude intermédiaire dominant le bas-pays d'une centaine de mètres. Comme les cuirasses bauxitiques, elles forment des plateaux dont les rebords sont abrupts et jalonnés de chaos de blocs et elles apparaissent comme des témoins, en voie de démantèlement, d'une ancienne surface d'aplanissement (photo pl. II C, E, F). En revanche, ces cuirasses sont généralement situées à proximité de reliefs qui les dominent : le plateau cuirassé culminant à 257 m est situé à 2 km de la cote 306 près de Bofia (fig 9) ; la butte cuirassée d'altitude 261 m est située près de la cote 305 au sud de Lomo. Elles sont fréquemment rattachées à ces reliefs par des cols élevés par rapport à la plaine : le plateau cuirassé culminant à 281 m, est rattaché à la cote 313 par un col d'altitude 250 m (fig 10 et photo pl. II D) ; le petit témoin d'altitude 208 m près de Singrobo est rattaché à la cote 224 par un col d'altitude 170 m, le bas-pays s'abaissant à 80-90 m dans cette zone proche du confluent Bandama-Nzi (fig. 14). Les cuirasses intermédiaires sont rencontrées localement sous forme de replats ou d'éperons au flanc des grands massifs portant des cuirasses bauxitiques, notamment au flanc du Kokumbo et au flanc du Diédka, jusqu'à des altitudes de 340 m. Lorsque leur superficie est suffisante pour que les observations soient significatives, les cuirasses intermédiaires apparaissent comme des formes légèrement inclinées, dont les pentes s'orientent vers l'extérieur des reliefs qui les dominent. Les plateaux culminant à 281 m et 263 m au nord-est de la colline cotée 313 m en sont des exemples. Sur le pourtour de cette colline, de plus, l'altitude des témoins décroît quand la distance au relief dominant augmente, tandis que la forme devient pratiquement plane et horizontale ; le plateau de plus de 90 hectares à l'est d'Afotobo culmine à 259 m et la courbe de niveau 240 m se maintient au pied du rebord de la cuirasse sur tout son périmètre (fig. 10).

Le modelé des cuirasses intermédiaires, contrairement à celui des cuirasses bauxitiques, n'est donc pas représentatif du modelé de l'ensemble d'un paysage. Avant le cuirassement intermédiaire, le paysage avait subi une première différenciation. Des reliefs s'étaient formés, en particulier des plateaux et des témoins plus ou moins démantelés de cuirasse bauxitique. Ils dominaient des glacis de piémont, légèrement concaves à l'amont et sub-horizontaux à l'aval. C'est l'ensemble de ces glacis qui constitue la surface d'aplanissement intermédiaire, fossilisée par le cuirassement, puis réduite à son tour en plateaux et buttes témoins, dans le cadre d'une inversion de relief partielle. Pendant cette inversion de relief, certains témoins bauxitiques ont perdu les dernières traces de leur profil cuirassé. C'est le cas de la colline 313, dont le sommet est actuellement constitué de roche saine. Cette colline domine la cuirasse intermédiaire cotée 269 m, dans laquelle de la cuirasse bauxitique pisolithique est remaniée.

b Relations avec le réseau hydrographique.

L'altitude des cuirasses intermédiaires varie depuis 340 m sur le flanc du Diédka jusqu'à 208 m près du confluent Bandama-Nzi, ce qui correspond à une fourchette de variations plus large

que celle des cuirasses bauxitiques (130 m au lieu de 90 m). Les variations sont en relation avec la situation géomorphologique actuelle :

- les cuirasses intermédiaires les plus hautes sont associées à la chaîne centrale.
- les cuirasses les plus basses sont rencontrées près des drains majeurs.
- les cuirasses d'altitude moyenne, 250 à 300 m, sont situées aux voisinage des drains et des massifs secondaires, comme dans les zones d'Afotobo et de Lomo.

Les traits généraux du paysage actuel, emplacement des grands reliefs et des vallées principales étaient donc déjà esquissés lors de la mise en place des cuirasses intermédiaires. Toutefois les altitudes des témoins proches des grands axes de drainage décroissent du nord au sud beaucoup plus lentement que les altitudes des lits actuels : 230 et 220 m à proximité des points cotés 108 et 101 m du lit de la rivière Kan, 208 m à proximité du point coté 40 m du lit du Bandama, à l'aval des rapides d'Oumé. Le niveau de base était plus élevé qu'actuellement et les profils en long plus réguliers. Les accidents comme les rapides d'Oumé sont apparus après le cuirassement intermédiaire.

Dans l'ensemble, les témoins sont relativement fréquents au nord et à l'ouest de la région, jusqu'à proximité du Bandama en périphérie du Kokumbo. Ils sont rares à l'est et au sud, totalement absents à proximité du Nzi. Cette répartition est la conséquence du maintien d'un bief élevé sur le Bandama et de la poursuite du creusement dans toute la vallée du Nzi, phénomènes accompagnés d'un déplacement vers l'ouest de la ligne de séparation des eaux entre les deux fleuves (voir I, a). L'absence de cuirasses en place dans la zone de la chaîne centrale traversée par le Kan, jointe à la fréquence des résidus remaniés dans la plaine au pied de collines décapées, suggère même un abaissement brutal du niveau de base local : le déplacement vers l'ouest de la ligne de séparation des eaux a été, dans cette zone, le fait d'une capture du Kan. Celui-ci, auparavant, longeait le pied ouest de la chaîne centrale et se jetait dans le Bandama, après avoir emprunté la grande vallée, actuellement non fonctionnelle, qui sépare le Kokumbo et l'Alébouma (GRANDIN et DELVIGNE, 1969).

c Extension. Relations avec les cuirasses de pente.

Les témoins de cuirasse intermédiaire sont plus nombreux que les témoins de cuirasse bauxitique, mais leur superficie individuelle moyenne est plus faible. La superficie totale des témoins ne dépasse pas 250 hectares dans la zone Afotobo, Lomo, Tokréyaokro et pour l'ensemble de la région du Blafu-Guétu elle n'atteint probablement pas 600 hectares. Les cuirasses intermédiaires en place occupent donc environ 1 ‰ de la surface de la région. Toutefois, chaque témoin, si réduit soit-il, correspond à une ancienne cuirasse de piémont ayant pu occuper, à l'origine, une part importante de l'espace séparant le relief dominant du drain le plus proche. La répartition des témoins est ainsi plus significative que leur surface, quant à l'extension initiale des cuirasses. Par ailleurs les produits de démantèlement sont beaucoup plus fréquents pour les cuirasses intermédiaires que pour les cuirasses bauxitiques, à des distances plus grandes des témoins en place.

Dans certains cas, la présence de ces débris permet de préciser la disposition de cuirasses actuellement disparues. Dans la zone de Tokréyaokro, le niveau intermédiaire n'est représenté que par un petit témoin en place, à l'est de la cote 247 proche du Kan en rive gauche (fig. 11, et fig. 16). Des cailloux remaniés, près de la cote 207, à plusieurs kilomètres au sud, manifestent une extension initiale importante de la cuirasse dont provient ce témoin. Il s'agissait d'une extension à l'est de reliefs dont les cotes 247, 207, et 213 sont des vestiges. Les débris remaniés en rive droite, dans les sols des glaciaires plus récents jalonnant le pied du Guétu et du Blafu, ne peuvent donc provenir de cette cuirasse. Leur présence en grande quantité, sous forme de cailloux et d'horizons gravillonnaires dans les profils du haut-glaciaire, s'accorde d'ailleurs mieux avec le démantèlement sur place d'une formation locale. Il apparaît ainsi nécessaire d'envisager l'existence passée d'une cuirasse intermédiaire admettant le Guétu et le Blafu pour reliefs dominants et s'étendant à l'aval vers la vallée du Kan (plus exactement vers la vallée de la rivière Kplaya, la capture du Kan étant intervenue après le

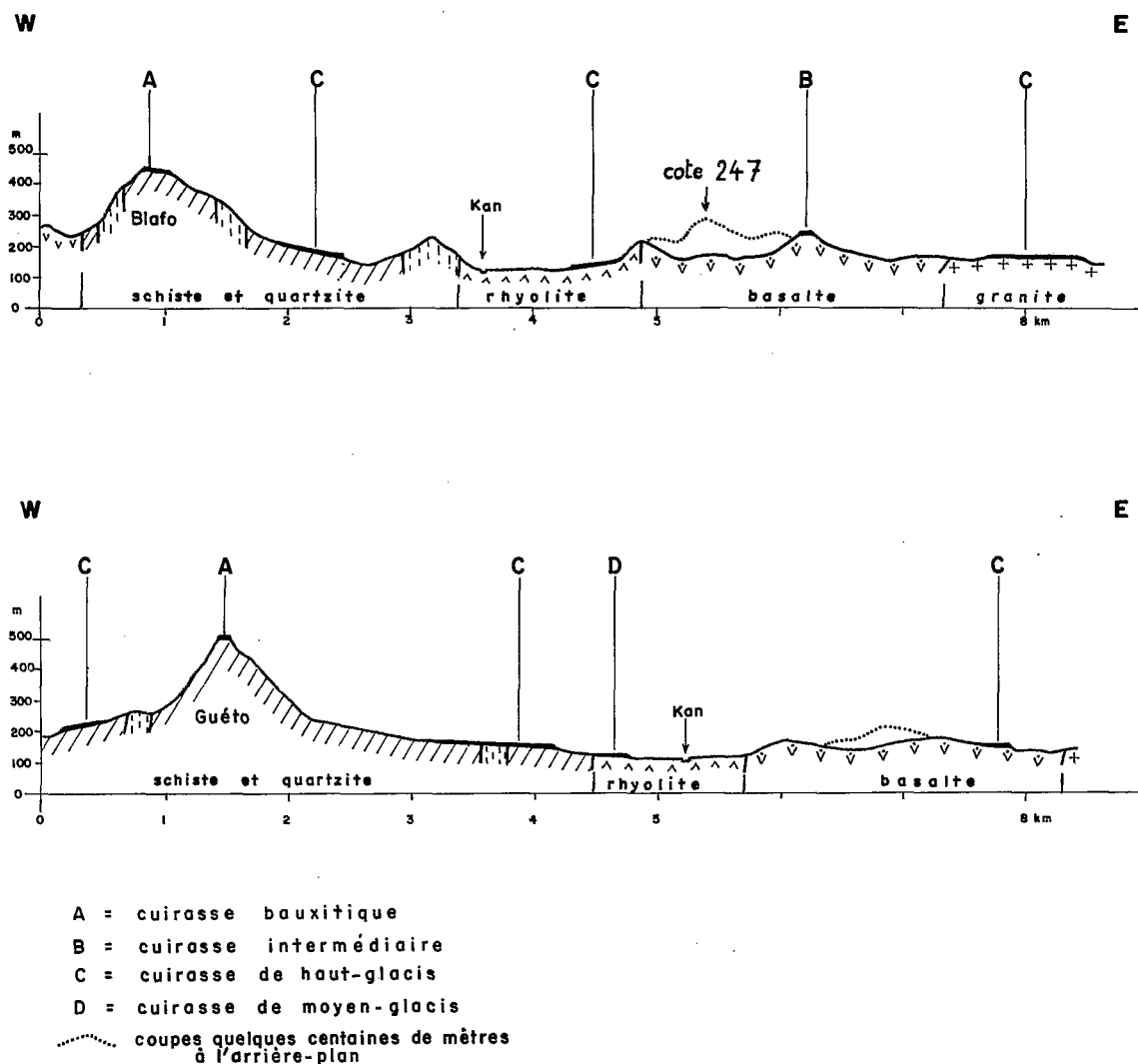


FIG. 16. — Étagement des cuirasses dans la région de Tokréyaokro.

cuirassement intermédiaire). A une translation verticale près, la disposition de cette cuirasse était semblable à celle des hauts-glacis observés actuellement au pied des deux collines. Or, la différence d'altitude entre le lambeau de cuirasse intermédiaire conservé près de la cote 247 et la cuirasse de haut-glacis située à son pied, est égale à 60 m. De plus, la dénivellation entre la surface intermédiaire et le Haut-glacis n'est pas susceptible de fortes variations sur une distance de quelques kilomètres. On peut donc estimer que le raccord au Guéto et au Blafo de la cuirasse envisagée s'effectuait vers 290 m d'altitude, puisque le raccord du haut-glacis s'effectue entre 220 et 240 m.

Nous avons vu qu'une première étape de la mise en relief des cuirasses bauxitiques s'est manifestée par la formation d'épandages de blocs sur des pentes régulières dont la terminaison aval suggère un raccord à un piémont peu incliné et se situe vers 300 m d'altitude (photo pl. III A, B). Il y a là une concordance remarquable : les anciens glacis constituant la surface intermédiaire se seraient raccordés aux épandages de blocs bauxitiques. La cimentation de ceux-ci en cuirasse de pente pourrait être contemporaine du cuirassement intermédiaire.

d Répartition des cuirasses selon la nature du substratum.

Les produits de démantèlement des cuirasses intermédiaires, largement répartis dans toute la région, attestent la présence initiale de ces cuirasses sur tous les types de roches. Cette constatation est faite en tenant compte des blocs et cailloux qui n'ont aucune relation avec les cuirasses actuellement en place. Sur granite, seuls de tels débris sont présents, et il est difficile de savoir si l'extension initiale des cuirasses, qui paraît avoir été très grande sur les autres roches, a été aussi grande sur les granites.

Les témoins en place, pour leur part, limités aux roches volcano-sédimentaires, sont faiblement représentés sur schistes et quartzites, sur roches d'épanchement acides et sur roches vertes. La majorité des témoins, dont la plupart des plateaux d'extension notable, est localisée sur les roches d'épanchement basaltiques à andésitiques de la chaîne de l'Alébouma, qui s'étend des bords du Bandama à la hauteur du Guéto. On pourrait conclure de cette répartition à une aptitude préférentielle des basaltes et andésites au cuirassement intermédiaire, comme on aurait pu conclure de la répartition des cuirasses bauxitiques à une aptitude préférentielle des amphibolites et gabbros au cuirassement bauxitique. Mais, de façon générale, deux facteurs interviennent dans la résistance des cuirasses d'un niveau donné :

- l'aptitude au cuirassement d'une roche, ou du moins du profil associé à cette roche, qu'il joue le rôle de matériau originel ou celui de milieu d'accueil.
- l'aptitude au démantèlement d'un profil cuirassé, qui dépend, entre autres, de la tenue des altérites sous-jacentes à la cuirasse.

Pour les cuirasses anciennes, ce second facteur prend une grande importance, et il ne faut pas admettre trop vite qu'une cuirasse n'a pas existé ou était peu développée lorsque ses traces sont absentes ou très discrètes.

De plus, la répartition des cuirasses d'un niveau dépend de la répartition des cuirasses des niveaux antérieurs. Le maintien préférentiel sur amphibolites gabbros et dolérites des cuirasses bauxitiques met en quelque sorte « hors jeu » ce type de roches lors du cuirassement intermédiaire. Ceci est particulièrement net au niveau de la chaîne centrale et de massifs comme l'Orumbo Bocca. De même le maintien préférentiel des cuirasses intermédiaires sur basaltes et andésites tend à mettre « hors jeu » ces roches lors des cuirassements ultérieurs, qui sont observés principalement sur schistes et secondairement sur granites, dans la région du Blafo-Guéto.

Or l'ordre dans lequel les roches apparaissent ainsi correspond bien à l'ordre de résistance des altérites : les altérites kaoliniques compactes associées aux roches basiques sont moins fragiles que les altérites des roches siliceuses, roches d'épanchement acides ou schistes, et que les arènes granitiques, dans lesquelles l'existence plus fréquente de plans de discontinuité (litage, diaclases), la texture granulaire et la porosité généralement plus forte facilitent le soutirage de produits en solution et de matériaux fins, permettant la dislocation des cuirasses et leur dissection. BOULET (1972) montre par exemple que la charpente quartzeuse des arènes des granites à gros grain est à l'origine de lessivage extrêmement brutaux.

La tenue des altérites est donc le facteur dominant de la répartition des témoins en fonction de la nature des roches sous-jacentes pour les niveaux bauxitique et intermédiaire. L'exemple des cinq témoins de cuirasse intermédiaire en périphérie de la cote 313 est significatif : trois larges plateaux sur brèches basaltiques, les cotes 281, 262, 259 ; une butte d'extension réduite sur schistes, la cote 269 ; des blocs de démantèlement au sommet d'une colline de rhyolites, la cote 237 (fig. 10).

L'aptitude plus ou moins grande des altérites et des roches à fournir des abrasifs aux rivières et la résistance des roches elles-mêmes conditionnent, à l'échelle régionale, la répartition des cuirasses. En effet, elles influent sur l'évolution du réseau hydrographique lorsque les rivières coulent à même la roche, ce qui est fréquemment le cas dans la région du Blafo-Guéto. Le tracé du Nzi dans des schistes arkosiques est ainsi une cause majeure de l'élargissement de son bassin-versant au

détriment de celui du Bandamà. Nous avons vu l'influence de ce phénomène sur la répartition des cuirasses intermédiaires.

La résistance des cuirasses elles-mêmes apparaît en définitive comme un facteur secondaire de la répartition des témoins d'un niveau en fonction de la nature des roches sous-jacentes, tant pour les cuirasses intermédiaires que pour les cuirasses bauxitiques. Elle devient en revanche un facteur primordial de l'évolution comparée des deux niveaux. Entre la mise en place de la surface bauxitique et celle de la surface intermédiaire, le réseau hydrographique s'est enfoncé de plus de 200 m (430-480 m à 180-230 m). Depuis la mise en place de la surface intermédiaire il s'est enfoncé de 100 à 150 m. Malgré une mise en relief beaucoup plus forte, les cuirasses bauxitiques sont plus largement représentées que les cuirasses intermédiaires, ce qui va de pair avec leur puissance beaucoup plus grande.

e Le profil cuirassé et son démantèlement.

1 ALTÉRITES.

La cuirasse intermédiaire forme le sommet d'un profil d'altérite et de sol dont la puissance totale atteint 20 à 30 m. Comme pour le niveau bauxitique la partie inférieure du profil consiste en une altérite kaolinique supposant le maintien prolongé des conditions de la ferrallitisation. Mais une moindre durée et peut-être une moindre intensité des phénomènes n'ont pas permis la formation de lithomarges aussi épaisses. Des cortex d'altération sont observés à la base des profils sur roches vertes. Ils apparaissent sur les affleurements en boules, dans les zones où la cuirasse a été démantelée. C'est le cas à l'est de Lomo, sur les collines de dolérites d'altitude 200-210 m proches de la vallée du Kan où subsistent des blocs de cuirasse intermédiaire (CS 130a). Au sud du même village, à proximité du témoin cuirassé de la cote 261, des colluvions à boules et cailloux de gabbros, dont certains conservent des cortex de type pain d'épice, recouvrent les pentes, comblant d'anciennes ravines inscrites dans des schistes siliceux et des quartzites.

La limite du front d'altération est une surface irrégulière, en particulier sur les roches d'épanchement et les brèches basaltiques à andésitiques où elle présente des digitations profondes. L'incision de la cuirasse et du profil meuble sous-jacent, lorsqu'elle a été relativement brutale, a déblayé les altérites, en laissant subsister la roche saine. Le modelé du flanc du plateau cuirassé d'altitude 263 m proche de la cote 313 ou de la crête entre Nziessou et Lomo est un exemple du résultat : affleurements à faces sub-verticales, lames et dents aigues, pouvant se dresser à plus de 5 m de la surface du sol. Les reprises d'altération postérieures à la mise en relief ont ameubli le pied des lames les moins épaisses. Celles-ci s'inclinent vers le sol. Des chaos apparaissent, avec des blocs de forme lenticulaire.

2 CUIRASSES.

La puissance de la cuirasse elle-même se maintient aux environs de 4 à 6 m. L'existence de dalles continues et de rebords à parois verticales est rare. Le plus souvent, la cuirasse est fracturée, voire démantelée sur place, en blocs de taille variable et en gravillons. A la périphérie des plateaux, la cuirasse peut porter les marques d'une adaptation à la pente ou même d'un affaissement avec des fractures parallèles déterminant des sortes de grandes marches d'escalier. Les rebords sont constitués de chaos de blocs. Si la partie supérieure des versants raccordant les cuirasses intermédiaires au bas-pays peut être convexe, les parties moyenne et inférieure sont concaves. Des blocs sont répandus sur ces versants mais leur taille diminue rapidement lorsqu'on s'éloigne du rebord de la cuirasse. Fréquemment, dès la mi-pente, il ne subsiste que des cailloux et gravillons, discrets en bas de pente.

La fourniture de débris de cuirasse aux piémonts est donc faible, ce qui signifie que la

superficie des témoins varie peu dans la période contemporaine. En contraste, la présence constante de débris remaniés en grande quantité dans les sols du Haut-glacis, suggère l'intervention d'une ablation brutale, c'est-à-dire de climats à pluviométrie plus concentrée que la pluviométrie actuelle.

L'évolution lente de la superficie des témoins et leur état fracturé vont de pair avec l'implantation de la forêt, en couronnes sur les altérites formant les hauts de pente et en taches à la surface des plateaux. D'un côté la végétation dense limite le recul des rebords. D'un autre côté, elle favorise la réduction des cuirasses en blocs, par dissolution. En fait, la forêt n'occupe pas toutes les zones démantelées des plateaux cuirassés, ce qui prouve que le phénomène de démantèlement sur place a joué plus intensément qu'il ne joue à l'heure actuelle, au cours de périodes antérieures plus humides.

L'évolution des cuirasses intermédiaires est donc plus complexe que celle des cuirasses bauxitiques dont la puissance et la compacité, plus fortes et plus constantes, ne permettent qu'une ablation par effondrement des rebords sous-cavés. Corrélativement, elle témoigne avec plus de sensibilité des variations climatiques.

f Les faciès de la cuirasse intermédiaire.

Les faciès des cuirasses intermédiaires sont variés. Si certains d'entre eux possèdent des équivalents dans les cuirasses des glaciis du bas-pays, la plupart présente un ensemble de caractères communs très spécifiques permettant de parler d'une famille de faciès intermédiaires. Comme pour le niveau bauxitique, l'attribution à d'anciennes cuirasses intermédiaires de blocs éboulés ou d'éléments remaniés se fait sans difficultés dans la majorité des cas.

1 LES DEUX FACIÈS FONDAMENTAUX.

Le faciès à oxydes de fer concrétionnés est caractérisé par l'assemblage d'une phase compacte et dure d'oxydes brun jaune à brun verdâtre, parfois brun noir, à dominance de goëthite, et d'une phase argiloferrugineuse ou argileuse tendre ou légèrement indurée. L'assemblage peut comporter des transitions brutales ou continues, les oxydes de fer être disposés de façon anarchique ou régulière, les vacuoles être plus ou moins développées. Des sous-faciès apparaissent : pisolitique (CS 112), compact (CS 480), tubulaire (CS 129), à côté du faciès modal (CS 124, CS 458b).

Le faciès à oxydes de fer concrétionnés correspond au piégeage et à l'induration de fer dans un matériau autochtone à dominance argileuse, initialement homogène. Dans certains cas, il peut correspondre à une évolution ultime du faciès pseudo-gravillonnaire, ce qui est suggéré par des restes d'éléments indurés à hématite.

Le faciès pseudo-gravillonnaire constitue, avec le précédent, l'essentiel des cuirasses intermédiaires. Une phase indurée rouge violacé à structure massive, parfois poreuse, forme, à partir de plages amiboïdes, des nodules plus ou moins individualisés, de la digitation en spatule à l'ilôt arrondi présentant l'aspect d'un gravillon. Les nodules, dont la taille oscille en général du demi-centimètre au centimètre, sont entourés de liserés de teinte jaune verdâtre et sont séparés par une matrice hétérogène à zones plus ferrugineuses et zones plus argileuses. Ces dernières montrent en lame mince un plasma orthoréticulé, s'organisant localement en agrégats quadrangulaires à arrondis, bordés de fines séparations plasmiques (structure fréquente des sols ferrallitiques). Les alvéoles sont constants mais peu développés, partiellement remplis de matériel kaolinique tendre. Des sous-faciès se distinguent selon l'importance relative de la phase rouge violacé et de la phase brun-jaune verdâtre ; la seconde peut être très minoritaire (CS 122a) ou au contraire bien développée (CS 130a), formant transition vers le faciès à oxydes concrétionnés. Ces sous-faciès ainsi que le faciès modal (CS 106b, CS 126) peuvent porter la marque d'une évolution postérieure au cuirassement intermédiaire : cortex sur

des boules de démantèlement (CS 130a), alvéoles de dissolution recoupant les structures et remplies d'argile allochtone (CS 127).

Le faciès pseudo-gravillonnaire correspond à l'évolution d'un matériau induré riche en hématite, provenant d'une première phase d'induration (ou d'un héritage). Ce matériau cède la place, au cours d'une seconde phase, à un matériau argilo-ferrugineux plus hétérogène, où la goethite détermine les structures.

2 LES FACIÈS ACCESSOIRES.

Des faciès gravillonnaires sont parfois rencontrés. Les éléments sont bien individualisés, de forme arrondie ou anguleuse. Leur nature oscille entre les deux pôles décrits précédemment : éléments rouge foncé à rouge violacé, éléments bruns à brun verdâtre, des éléments de nature différente pouvant être juxtaposés. Les faciès gravillonnaires n'ont pas pour origine la cimentation de débris hérités de niveaux cuirassés antérieurs. Ils représentent le résultat de remaniements localisés de la cuirasse intermédiaire, avec démantèlement sur place ou transport très limité et cimentation. D'ailleurs, sur le même témoin cuirassé, la cote 297, le faciès à oxydes concrétionnés et le faciès gravillonnaire s'observent à quelques dizaines de mètres de distance (CS 480, CS 479).

Dans certains cas la matrice est semblable à celle d'un des faciès principaux et les remaniements apparaissent internes à la période intermédiaire (CS 122b). Dans d'autres cas l'intervention de phénomènes nettement postérieurs peut être envisagée : des zones de cuirasse démantelées sous l'effet d'une végétation dense de période humide auraient été cimentées à nouveau pendant la période de cuirassement du Haut-glacis. La cuirasse sommitale de la cote 297 en serait un exemple.

Un faciès à structure massive, très induré, à cassure esquilleuse, semble devoir être rattaché au niveau intermédiaire. Il n'est rencontré qu'en cailloux et blocs, soit remaniés dans le haut-glacis (CS 15), soit à la surface de témoins de cuirasse intermédiaire (CS 457) ou parmi les éboulis de leurs flancs. Une phase brun noir forme, au sein d'une phase brune à brun jaune, des filonnets anastomosés ou des plages poreuses à contours diffus. L'ensemble peut être piqué de petites poches d'argile jaune, contenir des résidus très fracturés de quartz et être parcouru de fissures ou d'alvéoles très allongés, ayant l'aspect de fentes de retrait.

Des faciès à résidus de roche altérée ou des schistes ferruginisés sont rencontrés en place au sommet de collines dont l'altitude et la situation morphologique font des témoins décapés de la surface d'aplanissement intermédiaire. Les teintes rouge violacé et jaune verdâtre se retrouvent d'ailleurs dans ces matériaux (CS 502).

Enfin, *des faciès formant la transition avec ceux des cuirasses de pente* sont rencontrés sur le flanc du Diédka, notamment sur l'éperon d'altitude 360 m où subsiste un lambeau de cuirasse. Celui-ci comporte des cailloux bauxitiques remaniés, une matrice argileuse donnant une induration moyenne, des nodules rouge violacé et des concrétions sinueuses d'oxyde de fer brun jaune à brun noir. Mais, dans ce cas, la situation géomorphologique elle-même est de transition et, la dissection récente aidant, il serait vain de chercher à savoir si le lambeau de cuirasse appartenait à l'amont d'un glacis intermédiaire, ou à l'aval d'une cuirasse de pente issue de la cimentation d'un éboulis de cuirasse bauxitique.

3 LES PRINCIPAUX CARACTÈRES des cuirasses intermédiaires sont en définitive :

- leur nature argilo-ferrugineuse. Le quartz n'est présent qu'en très faible quantité (sauf dans des remplissages d'alvéoles postérieurs au cuirassement). L'alumine minéralogiquement exprimée est extrêmement discrète.
- l'étroite localisation des couleurs, sur la cassure fraîche, autour de deux pôles : rouge à rouge

violacé sombre ; jaune à brun, plus ou moins verdâtre. Les matériaux correspondants sont respectivement à dominance d'hématite et de goethite.

- la compacité et la relativement bonne cristallinité des oxydes de fer, les liserés, cortex et plages concrétionnés étant composés de goethite.
- la rareté des éléments remaniés francs, jointe à la banalité des faciès pseudo-gravillonnaires. Les pseudo-gravillons s'individualisent sur place, à partir de la phase rouge à hématite, corrodée par la phase brune à goethite.

g Résultats analytiques.

Les analyses chimiques (voir Chap. E) montrent de fortes teneurs en fer, voisines de 60 % de Fe_2O_3 . Elles font apparaître un excédent d'alumine par rapport à la quantité nécessaire pour former de la kaolinite avec la silice. En lames minces, les pseudo-gravillons englobent parfois des plages transparentes en lumière naturelle, blanchâtres en lumière analysée. Certaines sont formées de kaolinite ; d'autres, masquées par l'hématite, ne peuvent faire l'objet de déterminations précises ; quelques-unes pourraient être formées de gibbsite. La gibbsite apparaît aussi parfois dans les plasmas argilo-ferrugineux associés à la phase secondaire à goethite. Mais l'excédent d'alumine est toujours supérieur à ce que laisse prévoir l'étude des lames minces. Il y a donc de l'alumine diffuse dans les oxydes de fer.

Les diffractogrammes de rayons X sur la poudre de roche totale confirment la présence d'hématite et de goethite, en proportions variables selon les faciès :

CS 124 faciès à oxydes concrétionnés, modal

RX : goethite, kaolinite mal cristallisée.

CS 106b faciès pseudo-gravillonnaire modal

RX : goethite dominante, hématite, kaolinite, traces de quartz

CS 122a faciès pseudo-gravillonnaire à dominance rouge violacé

RX : hématite dominante, goethite, kaolinite

CS 122b faciès gravillonnaire à dominance brun jaune

RX : goethite très dominante, hématite, kaolinite, traces de quartz.

h Conclusion.

1 Les cuirasses intermédiaires se sont formées sur des glacis de piémont, dominés par des reliefs issus du démantèlement de la surface bauxitique. A proprement parler, il n'y a donc pas une surface intermédiaire mais un système d'aplanissements intermédiaire. Toutefois, d'une cuirasse à l'autre, les différences d'altitude sont assez faibles à l'échelle d'une région limitée. En effet le réseau hydrographique, qui règle l'altitude des glacis, ne comportait pas de dénivellations brusques à l'époque de leur façonnement. C'est seulement sur l'ensemble de la région du Blafo-Guétó que les différences d'altitude atteignent 150 m, de l'amont des aplanissements adossés aux plus grands reliefs à l'aval des aplanissements les plus proches des principaux fleuves.

Ainsi, dans la région, la notion de niveau cuirassé intermédiaire s'impose facilement à l'observateur.

2 La dissection du système d'aplanissements intermédiaire a transformé les cuirasses en plateaux, qui dominent de 100 à 150 m le réseau hydrographique actuel. Les raccords des anciens glacis aux reliefs ne sont pas conservés. Mais en général, lorsque plusieurs reliefs sont situés à faible distance d'une cuirasse intermédiaire, l'un d'eux est relié à la cuirasse par un col (situé à l'amont de la cuirasse lorsque la pente est mesurable) tandis que les autres sont séparés de la cuirasse par des

vallées. L'existence de ce relief privilégié, appelé relief dominant, est une preuve de l'appartenance initiale de la cuirasse à un glacis de piémont.

3 Les cuirasses intermédiaires se raccordaient en continuité aux cuirasses de pente, conservées sur les flancs de certains témoins de cuirasse bauxitique.

4 Sur les roches volcano-sédimentaires l'épaisseur du profil intermédiaire atteint 20 à 30 m, dont 4 à 6 m de cuirasse.

5 Les cuirasses intermédiaires ont des faciès variés. Les deux principaux, le faciès pseudo-gravillonnaire et le faciès concrétionné sont spécifiques. Les teneurs en fer sont fortes. Les teneurs en quartz sont très faibles.

IV LE HAUT-GLACIS

(fig. 9 à 13, photos pl. IV et V)

a Extension. Glacis et cuirasse.

Les cuirasses des hauts-glacis forment l'armature du bas-pays. Dans la zone volcano-sédimentaire, qui sera seule étudiée, elles apparaissent comme l'élément géomorphologique fondamental autour duquel s'organise le modelé : à l'amont les reliefs, avec l'étagement de leur sommets, cuirassés et tabulaires ou décapés et arrondis ; à l'aval les glacis inférieurs et les vallées, les terrasses et les bas-fonds, sillonnés de forêts galeries qui s'étalent localement jusqu'au rebord des cuirasses des hauts-glacis dont elles masquent l'abrupt. Les hauts-glacis sont le domaine d'élection de la savane ; c'est d'abord sur eux que la savane apparaît quand on quitte la forêt.

D'accès facile, plats, dégagés, les hauts-glacis portent de nombreux villages. Les pistes les empruntent préférentiellement, pendant 10 km sur 21 km entre Afotobo et Kouamé-Dibikro (fig. 10 et 11). Les glacis cuirassés leur offrent un substratum stable et déterminent leur tracé caractéristique, alternance de portions rectilignes et planes, auxquelles on accède par de courtes grimpées cahotantes, et de portions basses, sinueuses, souvent ravinées ou détrempées.

Les hauts-glacis sont restés des formes planes où se juxtaposent des zones non cuirassées et des zones cuirassées. Le Haut-glacis diffère en cela des niveaux cuirassés bauxitique et intermédiaire, plus anciens et façonnés par de longues périodes d'ablation qui n'ont laissé subsister que des plateaux et des buttes de cuirasse. Il n'y a plus, comme pour les niveaux précédents, équivalence des notions de témoin d'une surface d'aplanissement et de témoin de la cuirasse correspondante. Le Haut-glacis est un ensemble de glacis de piémont plus ou moins cuirassés et plus ou moins disséqués. Une cuirasse de haut-glacis est la portion indurée d'un de ces glacis de piémont. De façon très générale la portion indurée forme l'aval du glacis, la portion non indurée l'amont.

Dans le secteur de Tokréyaokro (fig. 11 et 12), les cuirasses représentent environ les deux tiers de la surface des glacis. Ceux-ci occupent 13 % de la superficie totale et, pour la seule rive droite du Kan, près de 25 %. Dans le secteur d'Afotobo (fig. 10) les cuirasses seules occupent 14 % de la superficie totale. Il s'agit là d'une extension considérable pour des formes planes occupant toutes le même site dans le modelé et conservées pratiquement sans modification de leur topographie depuis leur mise en place. D'ailleurs, en comparaison, les cuirasses plus anciennes occupent 0,5 % de la superficie du secteur de Tokréyaokro et 1,5 % de la superficie du secteur d'Afotobo. Il faut aller

dans un secteur érodé comme celui de Lomo (fig. 9), situé au confluent de deux rivières importantes, le Kan et l'Agbanian, situé de plus en bordure de la zone granitique du sud-est où les hauts-glacis sont réduits à des croupes gravillonnaires, pour voir les cuirasses des hauts-glacis n'occuper qu'une surface comparable à la surface des cuirasses anciennes : 0,5 % de la superficie totale (0,3 % pour les cuirasses anciennes).

Le glacis du Guéto (photos pl. III A et pl. IV B), s'étend encore d'un seul tenant sur 630 hectares. Ses plus grandes dimensions dépassent 4 km parallèlement au pied de son relief dominant et 2 km du pied de ce relief vers la vallée du Kan. A l'amont le raccord aux versants du Guéto a une pente de 10 à 15 % (6 à 9°). Dans la partie supérieure du glacis, la pente est de 5 à 7 % (3 à 4°). Elle se maintient à l'aval vers 1 à 2 % (moins de 1°). Les glacis sont habituellement de dimensions plus réduites, la densité des reliefs étant forte. Ils peuvent ne pas dépasser quelques centaines de mètres selon leur ligne de plus grande pente, lorsqu'ils sont intercalés entre des petites collines et des vallées proches.

b Répartition des cuirasses.

Les hauts-glacis ne sont plus fonctionnels. Ils ont été cuirassés et disséqués. Leur extension actuelle est déterminée par le fait que le cuirassement a eu lieu préférentiellement à l'aval. C'est également à l'aval que l'ablation commence son œuvre.

Tant que la dissection est faible (glacis du Guéto ou glacis à l'ouest de la cote 247, fig. 11 et 12), le raccord non cuirassé au relief dominant est conservé (photo pl. ID). Les eaux ruisselées sur les versants de ce relief sont rassemblées dans des ravins peu profonds qui se perdent à l'amont du glacis après avoir, ça et là, incisé sur une courte distance les matériaux non cuirassés. A l'aval, la cuirasse est entamée. Les têtes des marigots qui prennent leur source en contrebas de son rebord creusent des alvéoles aux flancs escarpés. Lorsque la dénivellation entre le glacis et les vallées est forte, ce qui est le cas pour le glacis du Guéto qui domine d'une quarantaine de mètres la vallée du Kan, on observe fréquemment une source permanente au fond de l'alvéole et quelques sources temporaires dans les matériaux d'altération immédiatement sous-jacents aux horizons indurés. Les eaux issues des secondes déblaient les altérites, provoquant la mise en surplomb des cuirasses, puis leur effondrement. Le rebord devient irrégulier, voire digité. La proportion des zones cuirassées diminue avec la superficie du glacis. C'est une première étape où domine l'incision aval.

Dès que la dissection est plus avancée, certains marigots entaillent le glacis de l'aval à l'amont. Ils fournissent un exutoire aux eaux rassemblées pendant les pluies par les ravins des versants du relief dominant. Au lieu de se disperser, ces eaux se concentrent et cheminent parallèlement au pied du relief pour rejoindre la tête de l'exutoire. Ce mode de drainage est illustré à l'ouest du col entre le Guéto et son éperon coté 426 et au pied de la cote 321 au nord-ouest du Blafo (fig. 12) ainsi qu'au pied de la cote 297 près de Nziessou (fig. 10). Une dépression apparaît à l'amont du glacis et s'élargit dans la zone non cuirassée. La proportion des zones cuirassées augmente quand la superficie du glacis diminue. C'est une seconde étape où domine l'incision amont.

A la limite l'ablation ne laisse subsister que la cuirasse. Une partie du raccord au relief dominant peut résister lorsque le cuirassement avait atteint l'amont du glacis. C'est le cas pour le glacis au nord d'Afotobo, relié par un pédoncule de cuirasse au plateau coté 259 m (fig. 10). Sinon la cuirasse est isolée du relief dominant. Elle forme un bas-plateau dont le rebord amont est souvent plus escarpé que le rebord aval. C'est le cas au sud d'Afotobo, au pied sud de la cote 263 (fig. 10) ainsi qu'au sud-est de Lomo (fig. 9). Le modelé réalisé dans ces cas extrêmes se rapproche du modelé habituel de la surface intermédiaire.

Le stade atteint dépend de la dissection plus ou moins vigoureuse dont le glacis fait l'objet mais aussi de sa constitution plus ou moins résistante. La proximité de l'Agbanian, grande rivière

ayant puissamment déblayé sa vallée, est la cause principale de la réduction en plateaux-témoins des glacis cuirassés du sud de la cote 263 et de Lomo. En revanche, l'extension large du glacis du Guéto, la relative continuité de sa cuirasse à l'aval, la régularité de ses pentes et de celles des versants du relief dominant, qui limite la concentration des eaux ruisselées, justifient la conservation d'une zone amont non cuirassée. Pour le glacis de Bofia, qui entoure la cote 229 (fig. 10), c'est le cuirassement du glacis jusqu'au pied d'un relief dominant décapé, aux versants rocheux, qui entraîne l'absence de dépression périphérique, malgré une dissection aval qui n'a laissé subsister du glacis cuirassé qu'un étroit liséré, de largeur inférieure à 200 m pour toute la partie orientale.

La proportion des zones cuirassées et l'extension actuelles des hauts-glacis varient également en fonction de la nature pétrographique du socle. Elles varient toutes deux dans le même sens : largement étendus et largement cuirassés sur schistes et quartzites ou sur rhyolites, les témoins des glacis sont de dimensions réduites sur roches basiques, ne dépassant pas quelques centaines de mètres selon la plus grande pente. Les formes sont moins rigoureusement planes que sur les roches acides, les rebords sont estompés. Les cuirasses sont rares sur andésites et basaltes, absentes sur dolérites. Pour expliquer cette répartition, on ne peut pas supposer, à l'origine, un même état de développement et de cuirassement, et invoquer un démantèlement plus ou moins avancé selon le type de roche. En effet, pour les roches les plus basiques, ce démantèlement devrait être systématiquement un démantèlement préférentiel des zones cuirassées par rapport aux zones non cuirassées, ce qui est exclu. D'un autre côté, bien qu'elle joue un rôle, la mise hors jeu des roches basiques par des cuirassements antérieurs, avancée dans l'explication de la répartition des cuirasses intermédiaires, ne suffit pas à expliquer la répartition des cuirasses des hauts-glacis. En effet, des roches basiques sont présentes dans le bas-pays, occupant parfois, d'un seul tenant, d'assez grandes superficies. Ceci est bien illustré dans le secteur de Tokréyaokro où les cuirasses bauxitiques du Guéto et du Blafo sont sur schistes, avec des dolérites non cuirassées à leur pied nord-ouest (fig. 11).

La présence discrète des hauts-glacis sur les roches basiques n'est donc pas un caractère acquis au cours d'une évolution différentielle à partir d'un même état initial des glacis cuirassés sur les diverses roches. Elle n'est pas plus un caractère initial conservé au cours de l'évolution. Il ne reste alors qu'une possibilité : il s'agit d'un caractère acquis à partir d'un cuirassement initial différent. Autrement dit, les hauts-glacis se sont mis en place sur les divers types de roches du complexe volcano-sédimentaire, tandis que l'individualisation et l'induration des oxydes de fer ne s'est largement développée que sur les roches acides ; l'absence ou le faible développement d'une armature protectrice de cuirasse est à l'origine d'un état actuel dégradé des hauts-glacis sur roches basiques.

La conservation sélective des cuirasses bauxitiques puis des cuirasses intermédiaires sur les roches basiques, et le cuirassement sélectif des hauts-glacis sur les roches acides se conjuguent ainsi pour donner aux roches les plus basiques la propriété singulière de conserver d'autant mieux la marque d'une étape d'aplanissement que cette étape est plus ancienne. Un fait, constaté dans toute la région du Blafo-Guéto, trouve là son explication : les amphibolites et les dolérites sont rares dans les zones moyennes du paysage et forment soit des hauts-reliefs, soit des bas-fonds. Souvent un même pointement de roches vertes comporte une haute colline, portant ou ayant porté une cuirasse bauxitique et un bas-pays immédiatement adjacent très déprimé. Cette disposition est générale, là où le système d'aplanissements intermédiaire a presque entièrement disparu ; c'est la disposition des grands massifs de roches vertes de la région granitique du sud-est (Orumbo-Bocca, Sui-Bocca).

c Extension initiale. Type de modelé.

L'extension initiale du Haut-glacis ne peut être évaluée que dans les zones où schistes et rhyolites dominent : c'est là qu'il est le mieux conservé, ayant été largement cuirassé. Le secteur d'Afotobo est de ce point de vue privilégié. Les cuirasses y sont nombreuses et si leur extension in-

dividuelle est limitée, la dissection modérée ne les a pas séparées complètement de leurs reliefs dominants. Les différents points d'attache permettent de tracer avec une bonne approximation la limite amont des glacis initiaux (fig. 13). A l'aval l'extrapolation est plus subjective. La présence de cuirasses isolées entre des drains secondaires et l'aspect des incisions permettent toutefois de supposer postérieures à la mise en place des hauts-glacis, de nombreuses ramifications du réseau hydrographique. La comparaison avec des secteurs comme celui compris entre le Kokumbo et l'Alébouma, où les hauts-glacis occupent une grande vallée morte et n'ont subi qu'une faible incision aval (photo pl. III C) confirme ce point. En définitive, sur la carte d'Afotobo, les hauts-glacis auraient occupé 60 % du paysage, les reliefs 32 % et les vallées conservant un modelé propre 8 % (fig. 13).

Les ramifications du réseau hydrographique étaient ainsi réduites, pour l'essentiel, aux affluents de troisième ordre des principaux fleuves. Dans de telles conditions, les glacis représentaient d'abord un mode de drainage fonctionnel. Ils étaient des zones de transit pour les eaux ruisselées au cours des averses et pour les matériaux issus des altérations anciennes et de la désagrégation des roches. Leur mise en place implique une répartition annuelle des pluies limitant les écoulements permanents et la concentration du ruissellement.

« C'est avant tout l'irrégularité des pluies, avec le contraste entre de longues périodes de sécheresse et de violentes averses qui favorise la formation des glacis » (TRICART, 1969). Les ravins qui incisent les flancs des reliefs sont relayés sur les glacis par des chenaux d'écoulement temporaires « généralement sinueux et anatomosés ». Ces chenaux sont instables et leur tracé se modifie à l'occasion des crues. En dehors des chenaux, le mécanisme essentiel de la formation des glacis est le ruissellement diffus, « constitué par une série de filets d'eau qui n'arrivent pas à se concentrer », et qui « opère sur les glacis même loin de tout relief résiduel » (TRICART, 1969).

Le Haut-glacis est un ensemble de formes planes ou légèrement concaves dont l'extension, la pente, l'orientation et l'altitude sont en relation étroite avec la taille et la disposition des reliefs dominants, avec la distance de ces reliefs aux drains résiduels, avec le niveau et le tracé de ces drains. Ce système d'aplanissements, contrairement à la surface bauxitique, n'est pas un modelé concernant l'ensemble d'une région. C'est un modelé spécifique du bas-pays. Il est de même type que le système d'aplanissements intermédiaire, sa mise en place intervenant dans un paysage plus différencié, où les reliefs témoignent de deux niveaux cuirassés antérieurs et se répartissent dans une fourchette d'altitude plus large. Corrélativement les glacis ont des dimensions plus restreintes : la longueur selon la plus grande pente passe de la quinzaine de kilomètres à quelques kilomètres (pour les plus étendus).

d Altitude. Relations avec le réseau hydrographique.

L'altitude des hauts-glacis est très variable. Elle passe de 260 m à l'amont des glacis raccordés au Kokumbo ou au Diédka, à moins de 80 m à l'aval des glacis proches du confluent Bandama-Nzi. Cette variation d'altitude est forte, supérieure à la variation d'altitude des aplanissements intermédiaires (voir III, b). Comme pour le niveau intermédiaire, les altitudes moyennes des glacis décroissent de la périphérie des grands massifs vers les drains majeurs. Mais l'adaptation aux niveaux de base locaux est beaucoup plus étroite. Par exemple, le Haut-glacis est présent entre 230 et 160 m à l'amont des rapides d'Oumé sur le Bandama ; il est présent entre 110 et 80 m à une trentaine de kilomètres en aval.

La dénivellation entre l'aval des hauts-glacis et les lits des rivières oscille entre 20 et 50 m, le plus souvent entre 30 et 40 m, tandis que la dénivellation entre les cuirasses intermédiaires et l'amont des hauts-glacis varie beaucoup plus, de 60 à 120 m, en augmentant vers le sud. Par ailleurs, le Haut-glacis s'est installé le long des vallées façonnées après le cuirassement intermédiaire, notamment dans la traversée de la chaîne centrale par la rivière Kan, résultat d'une capture (voir III, b).

Ces différentes observations prouvent :

- d'une part, que lors de la mise en place des hauts-glacis, les profils en long des rivières étaient

voisins des profils actuels et moins réguliers qu'ils ne l'étaient lors de la mise en place des glacis intermédiaires.

- d'autre part, que des événements comme l'apparition des rapides d'Oumé ou la capture du Kan au bénéfice du Nzi sont antérieurs à la mise en place des hauts-glacis. Comme ils sont postérieurs à la mise en place des glacis intermédiaires, ils se sont produits dans l'intervalle de temps qui sépare la formation des deux systèmes d'aplanissements.

Ainsi la genèse du Haut-glacis n'est pas motivée par un abaissement brusque et uniforme du niveau de base, qui déterminerait la dénivellation avec la surface précédente. Au contraire, dans l'intervalle de temps qui sépare le système intermédiaire du Haut-glacis, le réseau hydrographique subit une évolution continue. Ici où là, des phases plus brutales d'approfondissement sont marquées par la mise en place de rapides, par des captures, par l'accroissement du bassin-versant de tel ou tel affluent. Cette évolution s'accompagne nécessairement d'un défonçage des aplanissements cuirassés intermédiaires. Mais ce défonçage n'implique pas la réalisation d'un modelé spécifique. Puis, à un certain stade de l'évolution, un climat de type semi-aride s'installe. « L'irrégularité des pluies ou l'existence d'une longue saison sèche empêche le développement d'une végétation fermée » (TRICART, 1969). Le ruissellement concentré ne se maintient que sur des pentes fortes, là où les reliefs sont suffisamment étendus. Dès que la pente s'affaiblit, les eaux s'étalent et ne se concentrent à nouveau que loin en aval. Les hauts-glacis se développent, s'accotant aux reliefs et s'étendant jusqu'aux drains. Ces derniers se réduisent bientôt, en dehors des rivières principales héritées de la période précédente, aux gouttières formées par la rencontre des glacis.

D'un système d'aplanissements à l'autre, un abaissement général des niveaux de base a bien eu lieu. Mais il s'agit du résultat de l'ablation au cours d'une longue période, sous des climats variés. De plus cet abaissement est beaucoup plus important pour certaines portions du réseau hydrographique que pour d'autres. Il n'a rien à voir avec l'aplanissement.

Les rapides d'Oumé, sur le fleuve Bandama, sont situés à 140 km de la mer. Trente kilomètres à l'aval des rapides, dans la vallée du Bandama, des cuirasses de Haut-glacis sont observées, à une altitude inférieure à celle du lit du fleuve à l'amont des rapides. Ceux-ci n'ont donc pas pu se déplacer, par recul vers l'amont, de plus de 30 km depuis la mise en place du Haut-glacis, c'est-à-dire depuis plus d'un million d'années (NAHON et DESMOULINS, 1970). Or, les hauts-glacis sont présents dans tout le bassin-versant du Bandama, qui s'étend sur plus de 500 km du nord au sud, et bien au-delà de ce bassin-versant. Le développement du Haut-glacis ne demande donc qu'un temps bref par rapport à celui que demande la progression d'une entaille le long du lit d'un fleuve. Une extension progressive du système d'aplanissements, de l'aval vers l'amont du réseau hydrographique, au fur et à mesure du recul d'un escarpement, est exclue. Par contre, une origine climatique est confirmée : les climats, qui agissent sur le modelé à l'échelle de l'interfleuve, peuvent agir à une même époque dans de vastes régions.

e Matériaux de recouvrement (photos pl. V C, D, E).

Les profils des puits foncés sur les glacis (voir annexe, B VII) montrent qu'une épaisseur variable de matériaux allochtones recouvre la roche en place. Celle-ci n'affleure que sous forme de pointements à l'aval du glacis, correspondant aux roches les plus résistantes : quartzites, schistes ferrugineux et manganésifères compacts. Les matériaux allochtones mêlent, dans une matrice argilosableuse, des éléments grossiers de cuirasse, de schistes, ou de minerai de manganèse près des niveaux manganésifères. A proximité des rivières, des matériaux ayant subi un transport longitudinal peuvent s'ajouter aux matériaux issus de la migration latérale le long du glacis, notamment des galets très émoussés façonnés dans des marmites. Au haut-glacis est associée une haute-terrasse.

Sur certains glacis l'épaisseur et la nature des matériaux allochtones varient peu d'un point à l'autre. Au nord-est du Blafo (Chaîne de puits A), cette épaisseur se maintient entre 1 m et 2,50 m et

les éléments les plus grossiers sont constitués principalement de cailloux de quartz et de quartzite avec quelques cailloux de cuirasse bauxitique. Par contre les chaînes de puits B et C montrent de fortes variations de la nature et de l'épaisseur des matériaux du haut-glacis du Guéto. A l'amont près du village de Tokréyaokro, l'épaisseur atteint 15 m d'un matériau remaniant des blocs et cailloux de cuirasse bauxitique ou de cuirasse de pente dont certains dépassent 30 cm de dimension principale. Des blocs de schistes et de minerai de manganèse sont également présents (puits B 8). Au village de Tokréyaokro la couverture allochtone dépasse 7 m mais les matériaux grossiers sont limités pour l'essentiel à la taille des graviers. Le quartz et les gravillons ferrugineux dominent (puits B 0). Plus au sud, dans la partie médiane du glacis (puits C 2) l'épaisseur de la couverture est de 6,30 m. Les débris de cuirasse ferrugineuse sont particulièrement bien représentés entre 3 et 6 m de profondeur, accompagnés de cailloux de quartz, de quartzite et de minerai de manganèse. Le profil C 1, constituant le rebord du haut-glacis à quelques dizaines de mètres en aval de C 2, montre pour sa part des quartzites en place à deux mètres de profondeur.

L'existence de tels profils implique la mise en œuvre de deux types d'action :

- une ablation et un transport à faible distance de ce qui subsistait du niveau intermédiaire, provoquant l'épandage, sur le glacis en formation, de cailloux et gravillons ferrugineux, souvent reconnaissables à leurs faciès, mêlés à des matériaux argilo-sableux.
- un ennoyage de la partie amont du glacis, par des matériaux grossiers, propre au pied des grandes collines comme le Guéto.

Des mouvements de masse sont vraisemblablement intervenus. Ils rendraient compte du voisinage, dans ces matériaux grossiers, de blocs de schistes sériciteux tendres, peu altérés, et de blocs compacts de cuirasse, ainsi que du spectre granulométrique très étalé : la moyenne pour le puits B 8 des échantillons débarrassés des cailloux et blocs supérieurs à 2 cm est en effet de 23 % d'argile, 24 % de limon, 31 % de sable et 22 % de gravier (fig. 17). D'ailleurs le modelé du versant du Guéto avec les alvéoles à profil transversal en U séparant les cuirasses de pente (voir II, a, 5) est favorable à cette interprétation.

Le col entre le Guéto et l'éperon 426 forme le rebord supérieur d'une niche profonde, de plusieurs centaines de mètres de large, à laquelle correspond sur le glacis un épandage de débris grossiers de tailles diverses, noyés dans une matrice fine. Ces matériaux hétérogènes constituent sur le glacis une sorte de cône ou de langue en léger relief. Lors de leur mise en place, le glacis était élaboré. On observerait là encore le résultat d'un glissement de terrain (J. Avenard, géographe de l'ORSTOM, a confirmé ce point de vue au cours d'une brève visite à Tokréyaokro ; il envisageait, pour rendre compte du modelé de niche et d'alvéoles, une période de climat très humide postérieure à l'aplanissement du haut-glacis).

Il est difficile de savoir si la mise en place des matériaux hétérogènes a eu lieu avant ou après le cuirassement. En effet, le glacis du Guéto n'étant cuirassé qu'à l'aval, on n'observe pas de cuirasses recouvertes par ces matériaux qui, eux-mêmes, ne sont pas cuirassés. Dans un puits comme B 8, les matériaux de l'amont du glacis (du moins leur matrice fine), brun rouge à rouge sombre sur les quinze mètres d'épaisseur du profil, sont des matériaux ferrallitiques, sur lesquels s'est développé un sol peu différencié (fig. 17). Cela fait pencher en faveur d'une mise en place relativement récente. Mais il faut tenir compte du fait que les matériaux ferrallitiques n'ont que de faibles possibilités d'évoluer. Il reste un trait du modelé susceptible de fournir une indication : les eaux reçues par la niche d'arrachement située entre le Guéto et l'éperon 426 convergent vers sa base resserrée ; elles sont évacuées dans une incision qui se prolonge sur l'épandage de débris hétérogènes par un lit bordé de forêt-galerie, entaillant ceux-ci sur une profondeur de trois mètres. Dans la partie médiane du glacis, près de la limite amont de la cuirasse, l'écoulement concentré fait place à une zone de dispersion et d'infiltration des eaux. Plus à l'aval, il n'y a pas de trace d'incision. Dès la formation de la niche d'arrachement les conditions favorables à un écoulement concentré étaient réalisées. Le fait que l'incision ne traverse pas complètement le glacis mais se perde dans la zone médiane, près de la limite amont de la cuirasse, parle en faveur de l'existence préalable de celle-ci.

Il faut souligner le fait que la mise en place des matériaux allochtones n'implique pas un recul

important des versants du relief dominant du glacier. Le flanc est du Guéto est un bon exemple. La surface-enveloppe des cuirasses de pente est une image du versant au moment du cuirassement intermédiaire. Par rapport à cette surface, les volumes manquants sont réduits. Ils correspondent principalement aux alvéoles ayant fourni les matériaux de colmatage à l'amont du glacier, à un stade tardif de sa formation. Les matériaux remaniés pendant la phase principale d'aplanissement, en particulier les matériaux gravillonnaires où se sont développées les cuirasses de Haut-glacis, ne proviennent donc pas, pour l'essentiel, du relief dominant. Ils proviennent du bas-pays qui existait à l'emplacement même du haut-glacis, bas-pays obtenu par défonçage de la surface intermédiaire cuirassée, au cours de la période qui précède l'aplanissement. L'aplanissement a consisté dans l'égalisation de ce bas-pays par abrasion et colmatage, avec accumulation de matériaux résiduels, dont des débris de la cuirasse ferrugineuse intermédiaire.

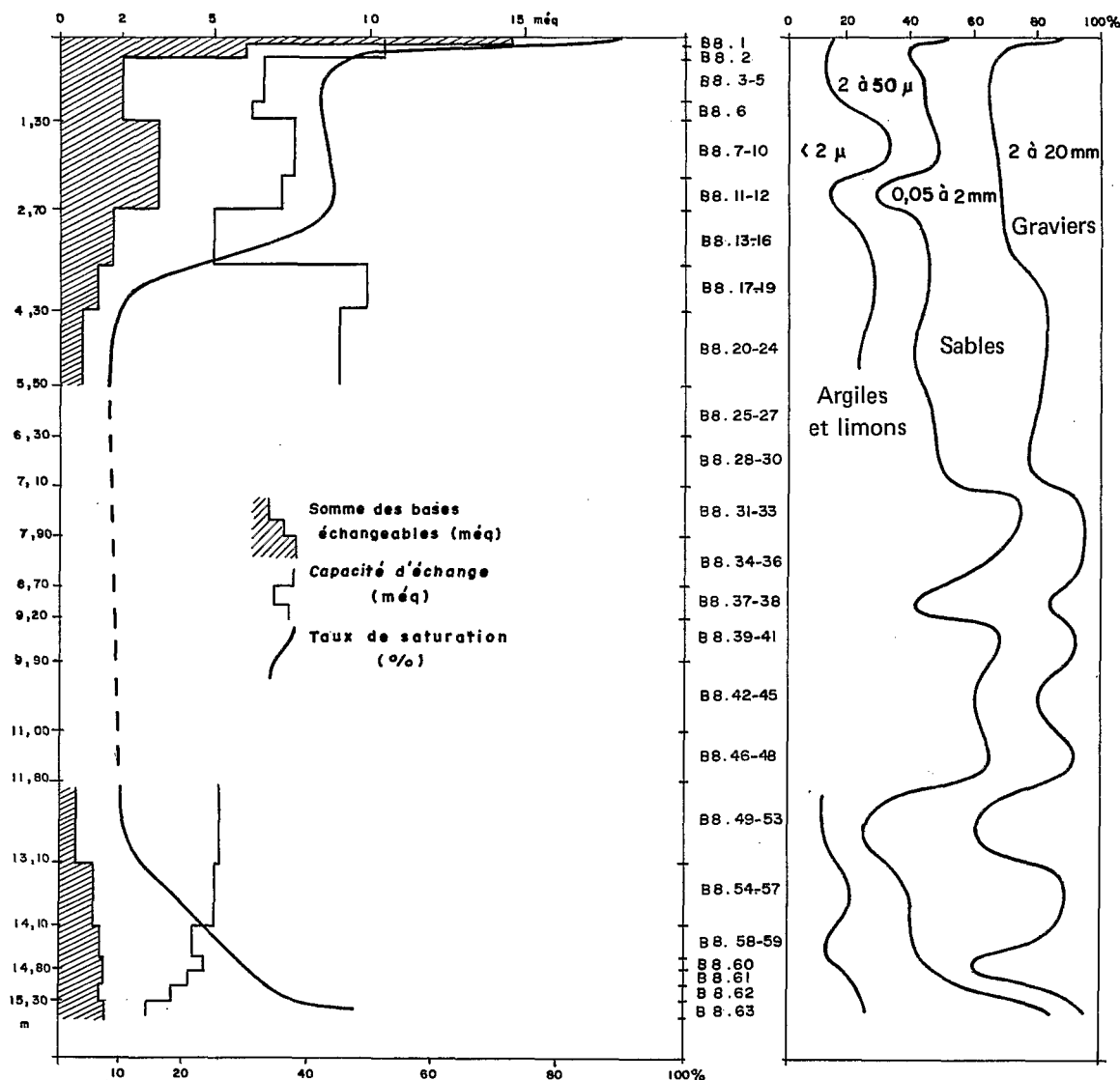


FIG. 17. — Profil B 8. Matériaux alloctones du haut-glacis du Guéto.
Analyses pédologiques ; granulométrie de la terre < 20 mm.

f Le profil cuirassé.

Sur les roches du complexe volcano-sédimentaire, l'épaisseur totale du profil cuirassé du Haut-glacis, de la surface topographique à la roche peu altérée, est habituellement comprise entre 4 et 10 m. Les cuirasses sont en général situées dans les matériaux allochtones. Là où ces matériaux sont minces ou absents, en particulier, à l'aval des glacis, sur des bancs résistants de quartzite, la cuirasse pénètre la roche, isolant des blocs anguleux plus ou moins altérés et prenant l'aspect d'une brèche à ciment ferrugineux. C'est le cas à la base du profil C 1 et à l'aval du glacis du Blafo (photo pl. V E).

Les cuirasses sont surmontées d'horizons meubles ou affleurent, soit en larges dalles (photos pl. IV D et V A), soit en assemblages de blocs.

1 HORIZON SUPERFICIEL MEUBLE.

Lorsque les cuirasses sont surmontées d'un horizon superficiel meuble, celui-ci correspond rarement au sommet du profil dans lequel la cuirasse s'est mise en place. Au décapage permettant l'affleurement, est en effet associée une migration de matériaux sablo-argileux vers l'aval du glacis, ainsi qu'un démantèlement du sommet de la cuirasse qui fournit des gravillons. Des placages de colluvions se constituent. C'est le cas au sommet des profils A 10 et A 11 du glacis du Blafo où l'horizon meuble atteint 70 cm d'épaisseur. C'est également le cas au sommet du profil C 2 du glacis du Guéto : sur 33 cm deux horizons sablo-argileux alternent avec des horizons minces de gravillons, cette succession d'épisodes de colluvionnement n'ayant qu'un caractère local.

2 LA CUIRASSE, HORIZON INDURÉ DISCONTINU.

La puissance de la cuirasse est comprise entre 1 et 4 m. Ce dernier chiffre n'est atteint qu'en considérant comme cuirasse les matériaux tachetés indurés assurant la transition entre la cuirasse au sens strict, tel qu'il est défini par MAIGNIEN (1958) et les horizons d'altération meubles.

Sur un glacis donné, la cuirasse ne représente pas une formation continue. Même à l'aval, à proximité des rebords où elle est plus développée, des zones gravillonnaires alternent latéralement avec des zones de cuirasse compacte. Bien que la distinction des faciès, sur des débris de petite taille, ne soit pas très sûre, les zones gravillonnaires semblent contenir une assez forte proportion de débris de cuirasse intermédiaire. S'agit-il de zones non cuirassées riches en matériaux ferrugineux hérités, ou de zones cuirassées puis démantelées ? En fait, lorsque des débris de cuirasse intermédiaire sont cimentés dans une cuirasse de haut-glacis, ils forment en général la fraction la plus résistante de cette cuirasse et ils sont susceptibles de subsister seuls après un démantèlement de celle-ci. Leur présence ne permet donc pas de trancher. Mais deux observations, faites dans plusieurs puits, montrent que la seconde hypothèse est préférable :

- Dans les zones gravillonnaires la densité des cailloux et gravillons de cuirasse (sans distinction de faciès) est beaucoup plus grande dans l'horizon correspondant à la cuirasse des zones adjacentes que dans les horizons sus-jacents et sous-jacents.
- Des cailloux et gravillons de cuirasse contiennent du manganèse en plus du fer. Ils ne peuvent provenir de cuirasses intermédiaires puisque nous avons vu que celles-ci n'en contiennent pratiquement pas. En revanche, nous verrons que les cuirasses du Haut-glacis en contiennent fréquemment.

Les cuirasses de Haut-glacis ont donc subi un démantèlement partiel. Ce démantèlement, plus accentué à l'amont qu'à l'aval, qui procède par taches irrégulières et qui n'entraîne pas de modification de la forme des glacis n'est pas le résultat d'une dissection mais le résultat d'une fracturation et d'une altération sur place de la cuirasse, sous une couverture végétale dense, forestière. Que cette altération ait accentué des irrégularités initiales du cuirassement, liées à l'hétérogénéité des matériaux

allochtones, est vraisemblable. De plus, à la dimension du glacis, la mise en place progressive de la forêt a accentué la meilleure représentation des cuirasses à l'aval : en effet, l'implantation de la forêt s'est faite à partir des zones meubles de raccord au relief dominant, vers l'aval cuirassé, respectant ou atteignant en dernier les zones proches des rebords, plus découpées. L'implantation s'est faite aussi par élargissement des galeries forestières jusqu'au rebord du glacis, limitant son incision.

Le résultat est parfois inattendu et apparemment contradictoire : au nord d'Agnéré-Koffikro, sur le flanc sud de la cote 192, une des rares cuirasses observées sur roches d'épanchement basiques présente des affleurements uniquement à l'amont sous forme de pavages de blocs. Le démantèlement avancé de la cuirasse a favorisé l'attaque sans incisions profondes, d'un relief dominant peu élevé, provoquant à l'aval un recouvrement colluvial continu qui masque la cuirasse (fig. 18).

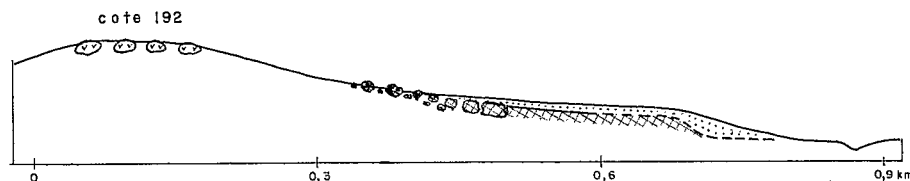


FIG. 18. — Agnéré-Koffikro. Le haut-glacis au pied de la cote 192.

Les zones démantelées sont observées sous les différents types de végétation, notamment la savane, et apparaissent ainsi pour l'essentiel, comme le résultat d'une période passée plus humide que la période actuelle. Mais le démantèlement peut se poursuivre. Le Haut-glacis est partiellement colonisé par la forêt. D'ailleurs, seuls les feux de brousse limitent l'extension de celle-ci dont le dynamisme positif (AVENARD et al., 1972) se manifeste notamment par la présence fréquente de rideaux d'arbres sur les chaos de blocs des rebords de cuirasses. Cette localisation des arbres correspond à une sélection des positions à l'abri des feux de savane, comme nous l'avons déjà vu pour les rebords de la cuirasse bauxitique du Guéto (voir II, e).

En fait, le problème est un peu plus compliqué car la localisation des îlots forestiers en savane fait intervenir la sélection des sols aptes à retenir des stocks importants d'eau utilisable, notamment les altérites argileuses associées aux cuirasses. Et cette sélection joue aussi bien pour des reliques forestières que pour des avancées de la forêt. C'est elle qui donne les couronnes forestières fréquentes sur le pourtour des plateaux de cuirasse intermédiaire, soit continues (photo pl. II E), soit en festons dans le haut des versants. Même si elles s'étendent jusqu'au sommet du rebord de cuirasse, ces couronnes correspondent d'abord à l'occupation de la zone où les altérites affleurent, à la périphérie du plateau cuirassé.

Pour les rebords du Haut-glacis, la sélection des sols favorables peut intervenir. Mais quand les arbres ne forment qu'un rideau étroitement localisé sur les chaos de blocs de cuirasse, sans occuper la zone d'affleurement des altérites située immédiatement en contrebas, c'est bien la sélection des zones à l'abri du feu qui domine. Il en est de même au sommet du Guéto, pour la prolongation, le long des rebords, de la forêt qui occupe une partie de la cuirasse bauxitique. Épaisse et peu fracturée, la cuirasse est généralement limitée par des abrupts, là où elle ne passe pas en continuité aux cuirasses de pente. La végétation présente sur la cuirasse est ainsi isolée des altérites sous-jacentes.

Le problème est différent pour les grands massifs coiffés de cuirasse bauxitique (Orumbo Bocca, Diedka, Kokumbo). Ils sont occupés par des îlots forestiers beaucoup plus stables, qui couvrent actuellement la totalité de leurs versants.

3 LES FACIÈS DE CUIRASSE.

— *Le faciès gravillonnaire* (CS 101, CS 110a) est le plus fréquent. Les gravillons, plus ou moins arrondis, à dominance rouge violacé, parfois parcourus de lisérés jaune verdâtre, dérivent des cuirasses intermédiaires. Ils forment, avec des graviers de quartz, de schistes ferrugineux ou de minéral de manganèse, un squelette dans une matrice argilo-ferrugineuse brun rouge à brun jaune. Les alvéoles sont constantes mais leur taille et leur proportion sont très variables. La dominance d'éléments anguleux de roche donne une tendance bréchique (CS 105, base du profil C 1). Lorsque les éléments remaniés de cuirasse sont grossiers, on passe au faciès conglomératique. Un cas particulier de faciès conglomératique est obtenu lorsque ces éléments remaniés proviennent du Haut-glacis lui-même, par démantèlement sur place, et qu'ils ont été cimentés dans une nouvelle matrice ferrugineuse au cours de la phase de cuirassement du Moyen-glacis (CS 103).

- *Le faciès alvéolaire* est surtout caractéristique des horizons de transition entre la cuirasse bien indurée et les altérites sous-jacentes, lorsqu'elles ont subi un lessivage, à la suite d'une ablation de la partie supérieure du profil, ou à proximité d'un rebord. Quand ils ne sont pas lessivés, ces horizons sont compacts avec des poches d'argile tendre blanche à ocre et le terme de carapace, voire celui d'argile tachetée indurée, doit être préféré au terme de cuirasse.
- Lorsque l'un des faciès précédents présente une tendance marquée à l'orientation dans le plan horizontal, apparaît le *faciès feuilleté ou lamellaire* qui est surtout caractéristique de la base des horizons bien indurés c'est-à-dire de la transition entre la cuirasse et la carapace.
- *Le faciès pisolithique* est obtenu par la superposition d'une structure pisolithique au faciès gravillonnaire ou alvéolaire. En général, lorsque la teneur en manganèse est forte, la cuirasse se charge en pisolithes. C'est le cas à proximité des niveaux manganésifères birrimiens, dans la partie supérieure des cuirasses, où le manganèse est préférentiellement concentré (du manganèse peut être par ailleurs présent dans l'ensemble du profil, sous forme de taches diffuses et de graviers remaniés de minerai). Les oxydes de manganèse, mêlés à des oxydes de fer, forment des concrétions sphériques, d'induration faible, à structure concentrique, le plus souvent autour de grains de minerai de manganèse hérités, parfois sans nucleus visible. La transition entre l'horizon à tendance pisolithique et les horizons sous-jacents de la cuirasse peut être brutale : pour le profil C 2 (fig. 19) la teneur en MnO_2 est de 12,7 % entre les profondeurs 33 cm, sommet de la cuirasse, et 55 cm. Elle se maintient entre 4 et 2,5 % de 55 à 145 cm. Dans ce cas, la transition est également marquée par une discontinuité de la perméabilité. Au cours des pluies, l'horizon manganésifère se gorge d'eau et un écoulement hypodermique s'organise au toit de la cuirasse ferrugineuse, moins perméable. Pour le profil B 0, la transition est progressive mais une carapace, à concrétions manganésifères de forme irrégulière et à matrice argileuse, surmonte la cuirasse à partie supérieure pisolithique. La teneur en MnO_2 atteint 12,6 % dans la carapace. Dans la cuirasse, elle décroît de 9,6 % dans la partie supérieure située entre 60 et 80 cm de profondeur, à 3,9 % entre 80 et 100 cm, 3 % entre 100 et 120 cm.

A l'aval du glacis du Guéto, dans des zones décapées où la cuirasse affleure en larges dalles, ces dalles sont ferrugineuses et sont parsemées de blocs plus riches en manganèse, résidus du démantèlement de la partie supérieure de la cuirasse, à tendance pisolithique, moins résistante.

4 LES ALTÉRITES.

Les horizons sous-jacents à la partie indurée du profil sont tachetés. Ils se sont développés sans respecter la limite entre les matériaux allochtones et le substratum. Dans certains cas cette limite ne se marque que par la variation de la composition granulométrique, notamment la diminution brutale de la proportion de gravier (profil A 8, A 9). Le passage des matériaux tachetés à l'altérite à structure de roche conservée puis à la roche peu altérée est alors progressif. Les horizons tachetés sont d'épaisseur variable, de l'ordre de 2 m dans des profils comme A 8 et A 9. L'épaisseur augmente avec l'épaisseur des matériaux allochtones et avec la proximité de rebords abrupts, atteignant ou dépassant 4 m (profils B 0, C 2). Lorsque les matériaux allochtones sont très épais, la roche **en place n'est pas concernée et est peu altérée** (profil B 8).

L'altération apparaît ainsi postérieure à la formation des glacis. On peut supposer qu'elle a débuté pendant la période de cuirassement. Les profils ont acquis leurs caractères ferrallitiques sous les climats humides permettant l'ennoyage de l'amont des glacis et le démantèlement partiel des cuirasses. Leur évolution a pu se poursuivre par la suite, avec l'abaissement du niveau de base et le retour de phases humides pendant la période récente.

L'absence de la cuirasse ou son faible développement sur les roches basiques confirme ce point de vue. Ces roches induisent un retard de la pédogenèse kaolinisante d'autant plus important qu'elles sont plus basiques et que les glacis formés constituent un milieu dont le drainage est médiocre. On peut alors supposer que pendant la période de cuirassement, les sols développés sur ces

roches comportent essentiellement des argiles de type montmorillonite. Celles-ci « constituent une banque pour le fer » (PAQUET, 1970), limitant son individualisation sous forme d'oxydes indurés. En revanche, sur les témoins de cuirasse intermédiaire à substratum basique dont les profils sont kaoliniques, des zones démantelées ont été cimentées pendant la période de cuirassement du Haut-glacis, donnant des cuirasses de faciès gravillonnaire ou conglomératique.

L'existence de cuirasses de Haut-glacis sur roches basiques dans d'autres régions comme le nord de la Haute-Volta s'expliquerait de la même façon. Nous verrons en effet (voir D III) que dans cette région, le Haut-glacis tronque le profil intermédiaire conservant sa base kaolinique, ce qui aurait permis l'individualisation des oxydes de fer.

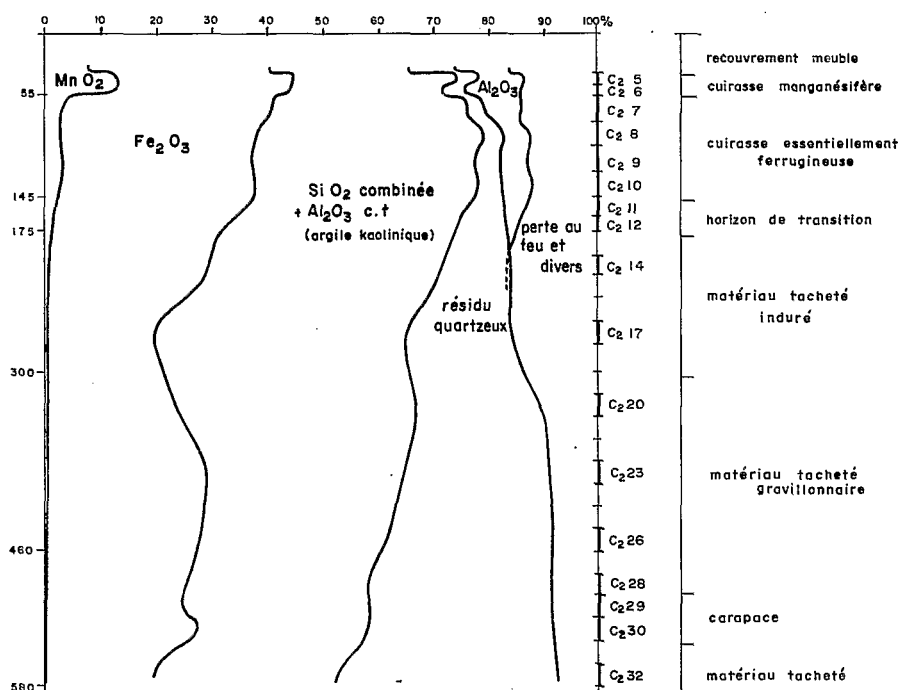


Fig. 19. — Profil C 2. Matériaux allochtones cuirassés du haut-glacis du Guéto, composition chimique.

g Conclusion.

1. Le Haut-glacis est, dans la région ivoirienne du Blafo-Guéto, un ensemble de glacis de piémont cuirassés. Ces glacis occupent un bas-pays formé aux dépens des aplanissements intermédiaires, au cours d'une longue période à la fin de laquelle le climat devient semi-aride. Ils apparaissent comme le dernier terme d'une séquence de dissection.

2 Les hauts-glacis étaient des zones de transit des eaux de ruissellement et des matériaux transportés par ces eaux. Ils sont recouverts d'une couche de matériaux allochtones, dont des débris de cuirasse intermédiaire.

3 Le cuirassement s'est développé à l'aval des glacis, en concurrence avec leur incision ¹,

1. L'incision à l'aval du glacis favorise l'induration qui, à son tour, ralentit la dissection. TRICART (1969) montre que « la dissection du glacis ne se produit pas seulement lorsque le climat devient plus humide (que le climat permettant l'aplanissement). Elle a lieu également lorsqu'il devient plus sec ». Pour la région du Blafo-Guéto la seconde possibilité ne doit pas être prise en compte. Les glacis n'ont pas fonctionné en véritable « régime permanent » avec un transit limité aux débris de la désaggrégation granulaire ; l'ablation des altérites anciennes n'a été que partielle, les glacis gardent souvent des pentes relativement fortes et n'ont qu'une extension individuelle limitée. La tendance à l'aridité n'a pas été très prononcée.

lorsque l'augmentation et la meilleure répartition des précipitations a permis la mobilisation du fer (la saison sèche restant assez accentuée pour permettre son induration). Le cuirassement peut envahir tout le glacis mais souvent la zone amont n'est pas cuirassée. Quand la dissection progresse, cette zone amont donne naissance à une dépression périphérique, séparant le glacis cuirassé de son relief dominant.

4. En plus d'une dissection réduisant leur superficie, les cuirasses de Haut-glacis ont subi un démantèlement sur place, sans modification importante de leur surface plane. Ce démantèlement partiel s'est effectué sous une végétation dense. Les caractères ferrallitiques des altérites associées aux glacis ont été acquis conjointement.

5. La cuirasse a une épaisseur de 1 à 4 m. Les faciès principaux sont le faciès gravillonnaire et le faciès alvéolaire. Ils ne se confondent pas avec les faciès des cuirasses bauxitiques et avec les faciès principaux des cuirasses intermédiaires. Mais ils ne sont pas spécifiques. Ils ne se distinguent des faciès des cuirasses postérieures, notamment celles du moyen-glacis, que par une induration généralement plus forte et par la nature des éléments remaniés : débris de cuirasse intermédiaire plus grossiers, galets et cailloux de quartz souvent fissurés et ferruginisés, fréquence plus grande des débris de minerais de manganèse.

V LE MOYEN-GLACIS ET LES PLAINES ALLUVIALES

Un système de glacis peu développé, le Moyen-glacis, s'est mis en place en contrebas du Haut-glacis. Là où ce dernier était largement cuirassé et occupe encore une superficie importante, le Moyen-glacis est séparé des reliefs. Il n'est pas observé dans les dépressions périphériques qui, lorsqu'elles existent, sont étroites. Emboîté dans le Haut-glacis d'une dizaine de mètres et héritant de celui-ci l'essentiel de ses matériaux, il n'occupe qu'une faible superficie mais une bonne alimentation en fer a permis son cuirassement et sa conservation. A l'opposé, sur les roches basiques, la fragilité du Haut-glacis, peu ou non cuirassé, a autorisé un développement plus large du Moyen-glacis, qui a localement façonné l'ensemble du bas-pays, du pied des reliefs jusqu'aux drains. C'est le cas sur les roches d'épanchement basaltiques à andésitiques de la rive gauche du Kan, à l'est du Guéto, autour des cotes 247 et 207 (fig 11). Mais alors, le Moyen-glacis n'est pas cuirassé et il apparaît peu élaboré, sans qu'il soit facile de faire la part de l'état initial et de l'évolution récente. Celle-ci se manifeste localement par un léger ravinement.

Nous avons vu que les Hauts-glacis se sont formés au cours d'une phase sèche qui avait provoqué la généralisation du ruissellement diffus et des écoulements dans des chenaux instables. Leur cuirassement s'est effectué sous des climats plus humides mais contrastés, en concurrence avec une première dissection. Au maximum de la phase humide, l'érosion linéaire était ralentie, les cuirasses évoluaient par démantèlement sur place.

C'est au terme d'une nouvelle phase d'assèchement du climat que la mise en place des moyens-glacis a eu lieu, dans le bas-pays formé par la dissection de l'aval des hauts-glacis et là où les cuirasses de ces derniers, réduites à des horizons gravillonnaires par le démantèlement, pouvaient être déblayées facilement. Un avivement local des rebords du Haut-glacis implique un certain recul de la limite des cuirasses indurées. Mais il s'agit d'un recul faible, et la configuration actuelle des témoins résistants sur schistes et quartzites porte encore la marque de l'incision initiale. Ainsi la limite

aval du haut-glacis cuirassé du Guéto est une succession de digitations dépassant 1 km de longueur, séparées par de larges incisions déterminées par les affluents du Kan ; le Moyen-glacis s'étend seulement sur quelques centaines de mètres en périphérie de ces digitations (fig. 12, fig. 21). Ceci prouve qu'une grande partie des drains nés de la ramification du réseau hydrographique après l'aplanissement du Haut-glacis, sont restés fonctionnels. D'ailleurs les entailles subies par le Moyen-glacis, au moment de son cuirassement et ultérieurement, sont plus souvent le fait de l'élargissement d'incisions anciennes au fur et à mesure de l'abaissement du niveau de base, ou du déplacement de méandres des rivières principales, qu'elles ne sont le fait d'une ramification du réseau hydrographique. L'inhibition de la concentration du ruissellement n'a donc pas été très forte. Ainsi, indépendamment de la présence de cuirasses de Haut-glacis encore très résistantes, le fait que le Moyen-glacis soit moins étendu et moins élaboré que le Haut-glacis tient à des différences des séquences de climats responsables de leur formation respective. Pour le Moyen-glacis, on peut envisager à la fois :

- une saison des pluies plus longue et plus régulière pendant la période de climat contrasté permettant l'aplanissement.
- Une durée beaucoup plus brève de cette période.

Le Moyen-glacis est le dernier système d'aplanissements qui s'est développé dans la région du Blafo-Guéto. Le modelé n'en conservera pas à long terme la marque. Selon toute vraisemblance, le Moyen glacis sera disparu en tant que forme de relief à un stade où le Haut-glacis sera encore bien représenté. Mais les profils du Haut-glacis garderont localement des traces de la période de cuirassement du Moyen-glacis. Certains faciès de cuirasse conglomératique, cimentés au cours de cette période, en sont un exemple (CS 103, voir B, IV, f, 3). Un autre exemple est donné par le profil C 2 du haut-glacis du Guéto : sous la cuirasse, dans les matériaux gravillonnaires, s'est développé, entre 4,60 m et 5,80 m un horizon de carapace ferrugineuse. La circulation latérale, dans l'épaisseur du recouvrement, des eaux infiltrées à l'amont du glacis du Guéto, a permis la concentration du fer à ce niveau qui correspond vraisemblablement à la zone de battement de la nappe à l'époque du Moyen-glacis. L'étagement des cuirasses dans le modelé serait ainsi localement complété par leur superposition dans un même profil.

Les faciès des cuirasses de Moyen-glacis sont essentiellement gravillonnaires. Les faciès alvéolaires et lamellaires sont parfois rencontrés et plus rarement des faciès à tendance pisolitique (puits A 5). La cuirasse est manganésifère à proximité des indices de manganèse mais on ne distingue pas, comme dans le cas du Haut-glacis, des horizons à forte teneur surmontant des horizons à teneur nettement plus faible. L'épaisseur de la cuirasse de Moyen-glacis ne dépasse pas 1,5 m.

Après la formation et le cuirassement du Moyen-glacis, qui apparaît près des grands fleuves comme un glacis-terrasse (BONVALLOT et BOULANGÉ, 1970) l'évolution s'est poursuivie par la formation d'une basse-terrasse, observée le long des rivières. Pour les affluents mineurs, cette basse-terrasse est réduite à un bas-fond sablo-argileux. Exceptionnellement, le rebord aval du moyen-glacis est séparé de la basse-terrasse par un court versant à pente faible, non raviné, qui correspond à l'ébauche d'un bas-glacis. Au niveau des lits actuels on observe, sous le remblai alluvial sablo-limoneux, des graviers sous-berge sur une épaisseur limitée à quelques décimètres.

En bordure de dépressions inondables de la basse-terrasse affleure parfois une cuirasse, que l'on retrouve, dans les puits comme A 3 et A 4, au sein des alluvions, dans la zone de battement de la nappe (fig. 21). Cette cuirasse, peu indurée, d'épaisseur inférieure à un mètre et légèrement manganésifère poursuit sa formation à l'heure actuelle. Elle est parfois remplacée par un horizon à concrétions ferrugineuses, isolées dans une matrice argilo-sableuse. A la même génération de formations indurées peuvent être associées des carapaces ferrugineuses d'extension très limitée, présentes sur le pourtour de petits bassins de quelques mètres de diamètre, à la source de certains ruisseaux, ou dans les lits des rivières, en pied de berge, sur des seuils à sec en période de basses eaux.

VI GRANDS TRAITS DE L'ÉVOLUTION DE LA RÉGION DU BLAFO-GUÉTO

a Rappel des principaux caractères des aplanissements cuirassés.

Quatre générations d'aplanissements cuirassés se succèdent dans la région du Blafo-Guétó.

Le niveau bauxitique et le niveau intermédiaire rassemblent des plateaux dont la superficie ne représente qu'une très faible proportion de la superficie totale de la région (moins de 0,5 %). Ces plateaux, qui portent respectivement des cuirasses bauxitiques et des cuirasses ferrugineuses, n'en apparaissent pas moins comme les reliques d'aplanissements initialement très étendus et de types distincts. Les premiers témoignent d'une période de morphogenèse menant à la formation d'une surface très régulière à l'échelle régionale mais ondulée dans le détail, avec un réseau hydrographique ramifié qui implique un climat très humide. Les seconds témoignent d'une étape de l'évolution du modelé, où de vastes glacis s'étaient mis en place au pied de collines et de plateaux issus de la dissection de la surface bauxitique ; le réseau hydrographique était réduit aux drains majeurs, ce qui implique un climat semi-aride. Mais la présence, à la base des profils cuirassés, d'épaisses lithomarges kaoliniques décolorées est un trait commun aux témoins des deux types d'aplanissements.

Le Haut-glacis et le Moyen-glacis occupent de plus larges étendues et leurs caractères de systèmes de glacis sont bien conservés. Toutefois seul le premier est très élaboré. A l'origine il occupait tout le bas-pays, au pied des reliefs résiduels déterminés par les cuirasses anciennes, semblable en cela aux aplanissements intermédiaires. Mais il se distingue de ces derniers :

- d'une part par les dimensions plus réduites des glacis qui le composent,
- d'autre part par une dépendance plus étroite vis-à-vis d'un modelé antérieur plus diversifié. Tandis que le système d'aplanissements intermédiaire a donné des témoins dont l'altitude décroît régulièrement du pourtour des grands reliefs vers les principaux fleuves, le Haut-glacis admet des variations d'altitude plus brusques lorsqu'on passe d'un bief à l'autre le long des rivières ou d'un côté à l'autre d'un alignement de collines.
- enfin par la nature différente des profils associés aux aplanissements : importance apparemment plus grande des produits remaniés, notamment des débris de cuirasses antérieures ; moindre épaisseur des cuirasses qui, pour être ferrugineuses, ne présentent pas les mêmes faciès que les cuirasses intermédiaires ; moindre épaisseur aussi des altérites, qui n'atteignent pas, sur les roches volcano-sédimentaires, le stade des puissantes lithomarges kaoliniques décolorées, mais comportent des horizons tachetés passant à la roche altérée où des minéraux primaires subsistent.

b Les cuirasses, étapes de l'évolution géomorphologique.

La surface bauxitique, avec son modelé de pénéplaine, ses cuirasses riches en alumine et son profil d'altération pouvant dépasser 50 m d'épaisseur, apparaît comme le résultat le plus marquant de toute l'histoire géomorphologique tertiaire et quaternaire, résultat d'une très longue période sans

changements importants des conditions de milieu. Il ne s'agit toutefois pas de stabilité. La simple observation des cuirasses, qui témoignent d'épisodes de remaniement, suffit à le prouver. C'est dans son ensemble que cette période apparaît comme une période très humide.

Puis les conditions changent et la surface cuirassée est profondément disséquée. L'ablation emporte près de 200 m de terrain (bien plus que l'épaisseur du profil d'altération des témoins de cuirasse bauxitique), ne laissant subsister que quelques plateaux. A la fin de cette période, un « régime permanent » s'établit à nouveau, cette fois-ci en conditions semi-arides, et aboutit à la formation des vastes glacis du système d'aplanissements intermédiaire. Au pied des plateaux bauxitiques, ces glacis se raccordent à des versants à pente très régulière, couverts de blocs de cuirasse bauxitique. Dans la région du Blafo-Guétó, ces glacis et ces versants sont les premiers résultats observables de la longue période d'évolution post-bauxitique (au sud de la Côte d'Ivoire, un autre résultat apparaît : le Continental terminal, dépôt corrélatif de l'ablation au cours de cette longue période). Le passage des climats semi-arides ayant permis l'aplanissement à des climats humides entraîne le cuirassement des glacis intermédiaires par des oxydes de fer, qui, mêlés à des argiles, cimentent également les blocs bauxitiques accumulés sur les versants. Les climats humides se maintiennent assez longtemps pour provoquer une altération kaolinique profonde dont les lithomarges observées sous les cuirasses intermédiaires sont le résultat.

Le raccordement des aplanissements intermédiaires aux versants des plateaux bauxitiques s'effectue toujours au-dessous de la base du profil d'altération de ces derniers : les aplanissements intermédiaires ne tronquent pas les altérites de la surface bauxitique. D'un autre côté on ne peut guère envisager que 15 à 20 m d'altérites typiques des milieux ferrallitiques puissent se former sans que le changement complet des modalités de l'écoulement et de l'infiltration n'entraîne une modification profonde de la forme plane des glacis, si une armature indurée ne les protège pas. Or les témoins actuels présentent encore la forme plane initiale des glacis, parfois sur de grandes superficies. Indépendamment de toute autre considération, il est donc vraisemblable que le cuirassement est intervenu peu de temps après la fin de la période semi-aride de l'aplanissement, dès le retour vers des climats plus humides. Le cuirassement transforme le glacis en une sorte de surface structurale de roche dure. Ce caractère de surface structurale domine l'évolution ultérieure du glacis.

Une dernière séquence de dissection importante, au cours de laquelle le niveau de base s'abaisse d'une centaine de mètres, précède la mise en place des hauts-glacis. Ceux-ci sont à leur tour cuirassés et altérés. Par la suite l'évolution de la région du Blafo-Guétó ne comporte plus de périodes aboutissant à des résultats très marquants. En particulier l'altération du Haut-glacis correspond à la dernière grande période d'altération.

Bien entendu ceci n'exclut pas que les profils du Haut-glacis se soient approfondis lentement au cours des périodes plus récentes. De façon générale, si les profils cuirassés ont acquis leurs principaux caractères avant la mise en relief, sous forme de plateaux, des aplanissements correspondants, ils continuent à évoluer par la suite, notamment au cours des périodes humides, ne serait-ce que par lessivage et par démantèlement des cuirasses.

c Chronologie.

Les observations faites ne permettent pas de dater directement les différents aplanissements ou les cuirasses associées. Les données bibliographiques (voir A) et notamment les travaux de MICHEL (1970) dans les bassins du Sénégal et de la Gambie, permettent toutefois des comparaisons.

MICHEL décrit une succession d'aplanissements comportant :

- **Trois « vieilles surfaces »**, étagées dans le Fouta-Djalon. La surface du Labé « a pu s'achever au Jurassique moyen ». La surface de Dongol Sigon « s'est probablement terminée avant l'Albien ». La surface du Fantofa, la plus étendue des trois, s'achève à l'Éocène inférieur. « Au début du Tertiaire, le climat redevient chaud et humide. Les roches subissent une altération latéritique qui se poursuivra jusqu'à l'Éocène supérieur ». La surface du Fantofa « s'identifie à la surface africaine de L. King ».

« Ces vieux modelés sont presque toujours fossilisés par une cuirasse latéritique puissante et compacte » (« latéritique » est utilisé par MICHEL dans le sens de riche en alumine).

- **Une surface pliocène**, « surface de remblaiement lorsqu'elle se confond avec le sommet des dépôts du Continental terminal, surface d'érosion quand elle tranche les formations antérieures », associée dans les massifs des hauts-bassins à un **relief intermédiaire**. Celui-ci est formé de versants des témoins de la surface du Fantofa, de collines et de croupes, « toujours couverts d'une cuirasse latéritique », dont les teneurs en alumine peuvent atteindre ou dépasser 40 %, et qui remanie localement des blocs de bauxite. Dans les régions septentrionales, les témoins de la surface pliocène sont couverts d'une cuirasse « exclusivement ferrugineuse ».
 - **Un très haut-glacis**, dont l'existence reste hypothétique, rassemblerait des aplanissements cuirassés que leur altitude ou leur disposition par rapport aux autres éléments du modelé ne permet pas (ou permet difficilement) de considérer comme des témoins de la surface pliocène ou des glacis ultérieurs. Ce serait le cas de « quelques fragments du niveau cuirassé entre 400 et 500 m dans les régions montagneuses du Fouta Djallon et du Plateau Mandingue », « notamment de ceux qui se raccordent directement à des versants en pente douce du relief intermédiaire ».
 - **Des glacis et des terrasses anciennes**. Les glacis « s'étagent souvent en trois niveaux ». « Le haut-glacis et le moyen-glacis sont recouverts de cuirasse ferrugineuse... le bas-glacis n'est pas cuirassé ».
- MICHEL note qu'au Quaternaire « l'Afrique occidentale et centrale n'aurait connu que deux périodes sèches, ou tout au plus trois, avant le début du Würm » et que les périodes humides ont été très longues. Au Quaternaire ancien et moyen « les fluctuations climatiques ont probablement été synchrones et de même ampleur dans toute l'Afrique tropicale au nord de l'équateur ».

La chronologie suivante est proposée par MICHEL :

1 000 000		
	période sèche	Formation du haut-glacis
780 000		
	période humide	Altération et cuirassement du haut-glacis
530 000		
	période sèche	Entaille du haut-glacis et formation du moyen-glacis
380 000		
	période humide	Altération et cuirassement du moyen-glacis
110 000		
	période sèche	Entaille du moyen-glacis et formation du bas-glacis
40 000		

Par comparaison, on peut donc admettre :

- que la surface cuirassée bauxitique de la région du Blafo-Guétó est l'équivalent de la surface du Fantofa (et plus généralement de la Surface africaine). Elle serait donc d'âge Éocène.
- que le système d'aplanissements intermédiaire, qui peut être comparé à la surface pliocène mais qui présente les caractères de certains aplanissements considérés par Michel comme les témoins d'un « très haut-glacis » postérieur, se serait formé à la fin du Tertiaire.

Pour les systèmes de glacis, dont la dénomination elle-même est empruntée aux auteurs comme VOGT et MICHEL, la correspondance est sans équivoque :

- le Haut-glacis s'est formé au Quaternaire ancien
- le Moyen-glacis s'est formé au Quaternaire moyen.

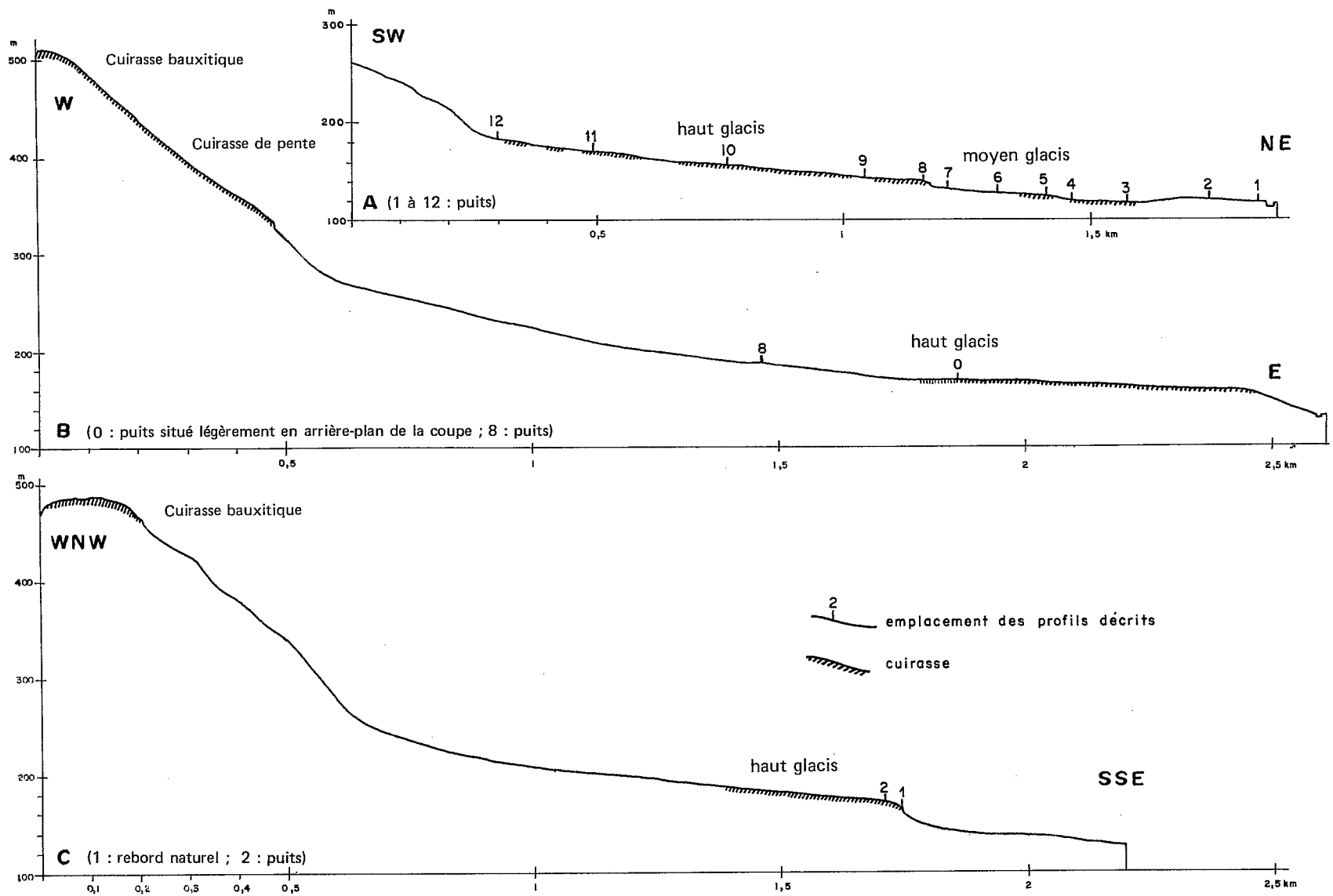


FIG. 20. — Coupes du Haut-glacis dans la région de Tokréyaokro (cf. fig. 11).

VII ANNEXE. DESCRIPTION RAPIDE DE PROFILS

(fig. 20 et 21)

Des puits foncés au pied du Blafo et au pied du Guéto sont décrits brièvement, en insistant principalement sur la présence de matériaux allochtones ou d'altérites en place. Les proportions des fractions $< 50 \mu$ (argile et limon), 50μ à 2 mm (sables) et > 2 mm (graviers) ont été mesurées sur la terre débarrassée des cailloux, pour des échantillons dont l'induration n'était pas assez forte pour éviter leur écrasement au pilon de bois sur une plaque métallique perforée. Les résultats sont reportés en face des descriptions. Bien entendu, les différentes fractions comportent aussi bien des produits résistants hérités des roches du socle, que des concrétions ou des débris de matériaux indurés formés dans des sols.

Sur schistes, la présence ou l'absence de graviers à la partie inférieure d'un profil s'accorde toutefois avec l'absence ou la présence de roche altérée en place (puits A5, A7, A8, B0).

La chaîne A (fig. 20 et 21) comporte la séquence complète depuis l'amont du Haut-glacis du Blafo jusqu'à une rivière importante, le Kan, avec notamment un moyen-glacis cuirassé où la cuirasse n'affleure pas et une basse-terrasse avec une cuirasse de nappe.

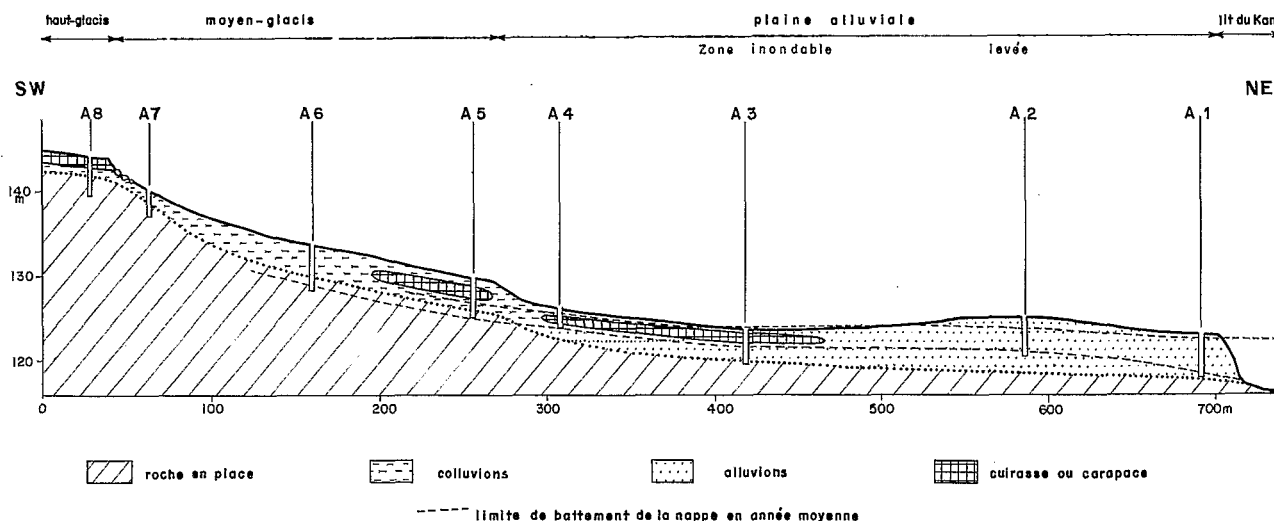
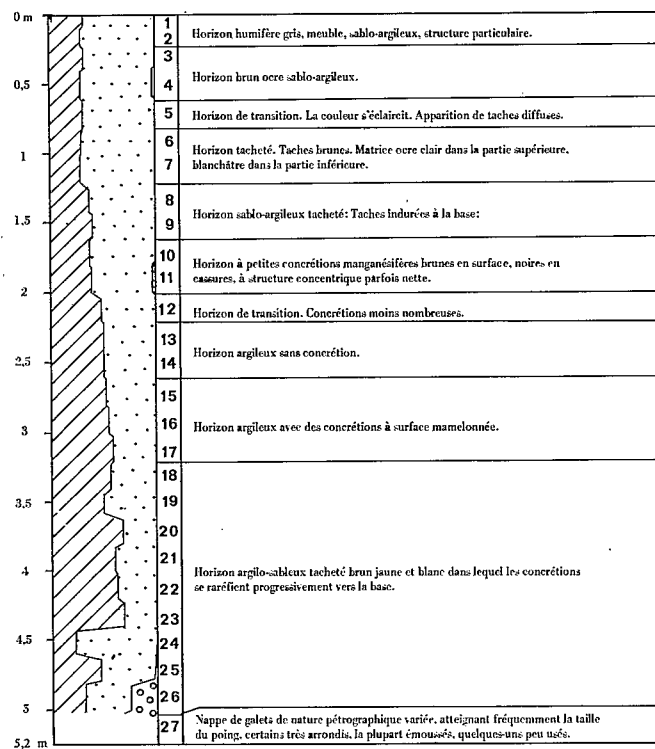


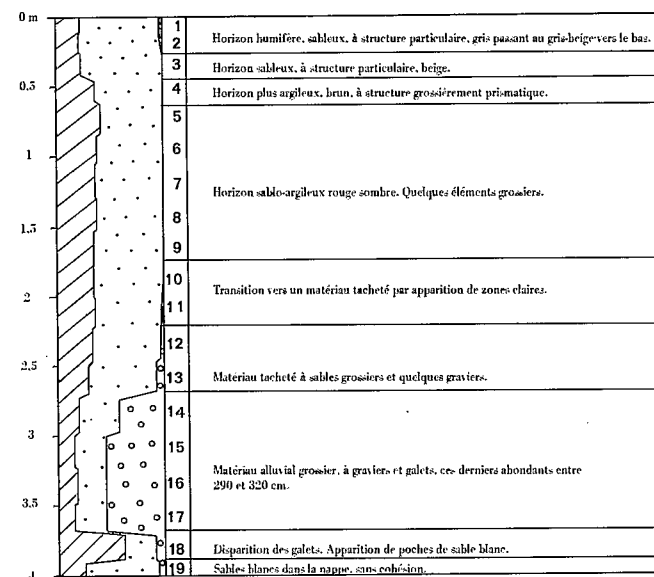
FIG. 21. — Chaîne de puits A entre le Blafo et le Kan, séquence à partir du rebord du haut-glacis (agrandissement de la figure 20 A, p. 72).

Bien que chaque glacis représente un cas particulier, dont les caractères propres dépendent notamment de la taille et de la nature du relief dominant, ainsi que des vicissitudes de l'évolution postérieure au cuirassement, les puits B et C et les puits de l'amont de la chaîne A rassemblent une gamme assez complète de profils du Haut-glacis : matériaux transportés de plus de 14 m à moins de 2 m d'épaisseur, cuirasse compacte ou démantelée en blocs et gravillons, horizons indurés concernant seulement les matériaux allochtones ou atteignant la roche altérée en place.

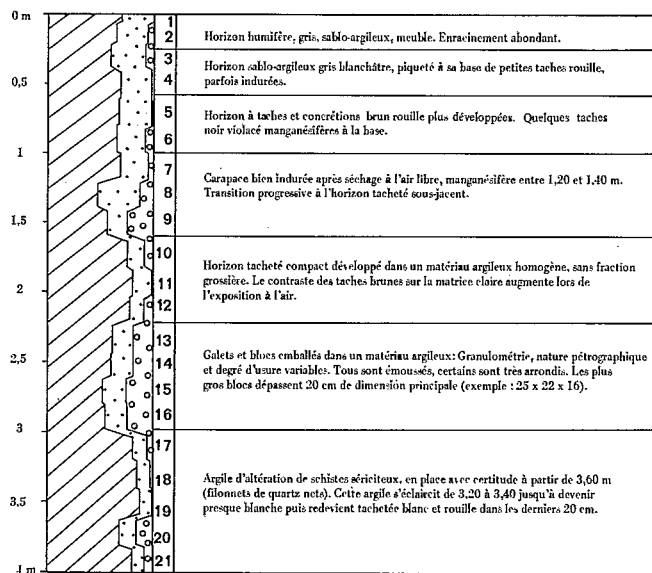
profil A 1 (fig. 20 et 21)



profil A 2 (fig. 20 et 21)

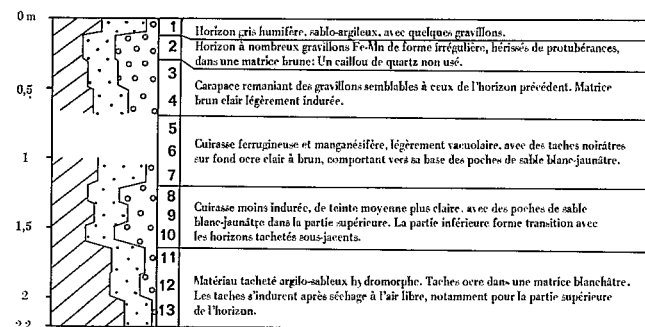


profil A 3 (fig. 20 et 21)



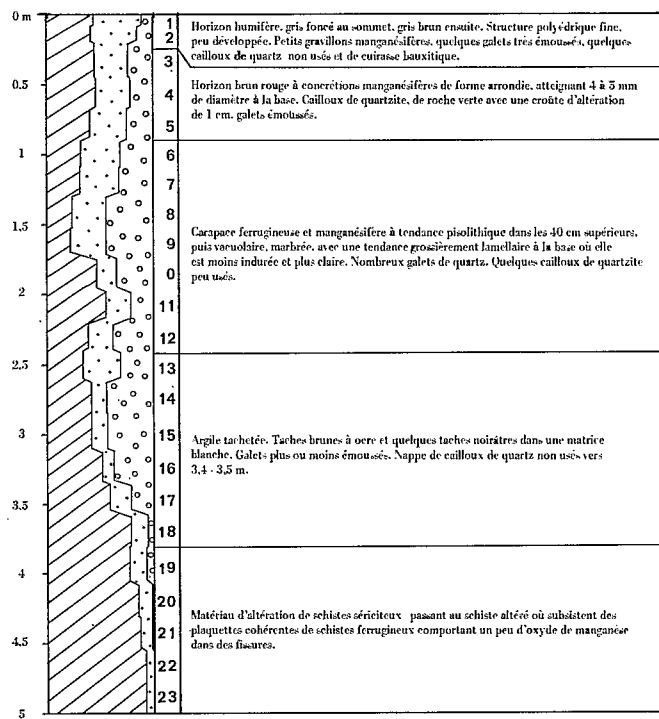
Montée progressive de l'eau dans le puits. Quinze jours après le forage, le niveau de l'eau est à 1,90 m. Vingt jours plus tard il est à 1,50 m. Mais, au cours de cette dernière période, sont tombées les premières pluies de la saison humide qui ont pu participer au remplissage, le puits n'étant pas protégé contre le ruissellement.

profil A 4 (fig. 20 et 21)



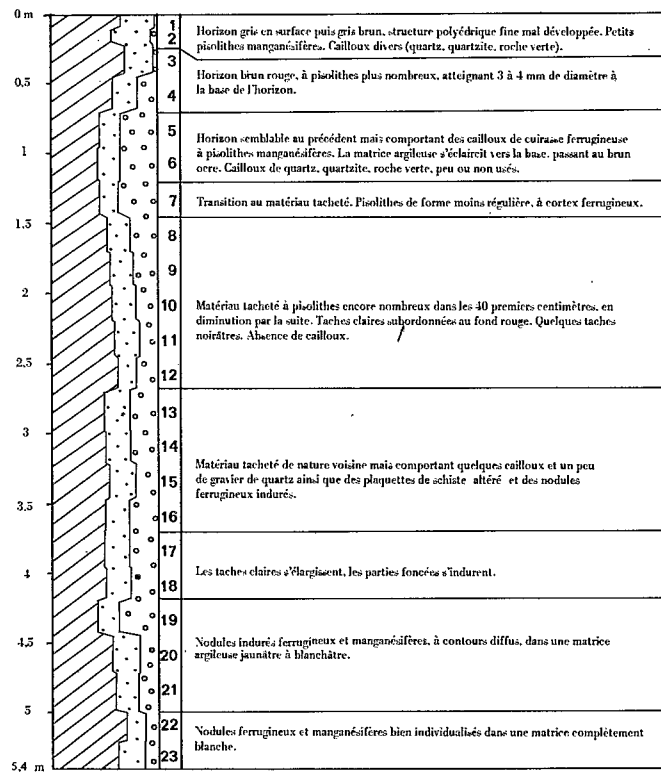
Le niveau de l'eau dans le puits se stabilise à 2,0 m.

profil A 5 (fig. 20 et 21)



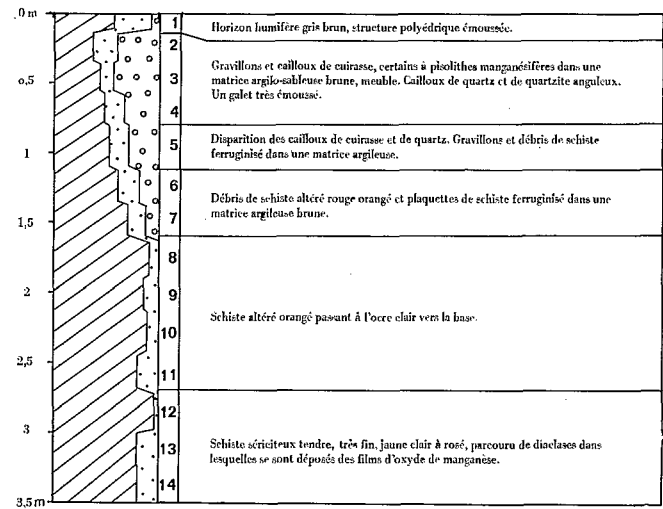
Le toit de la nappe n'est pas atteint.

profil A 6 (fig. 20 et 21)



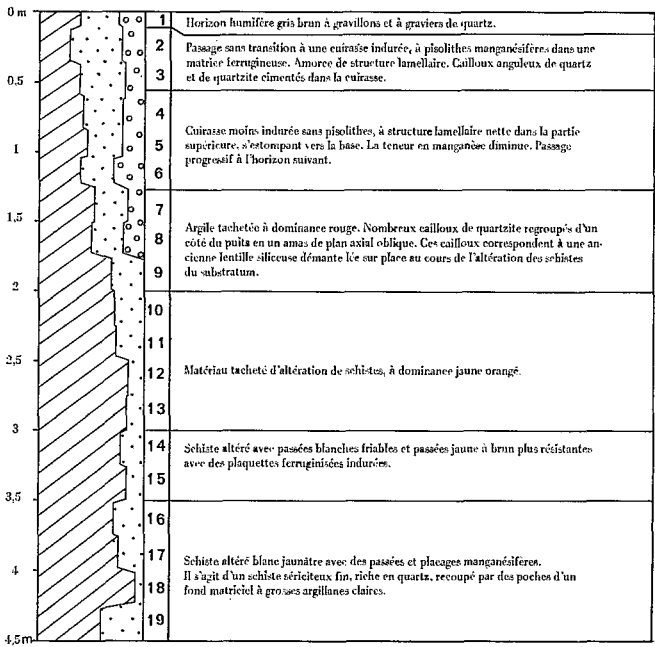
Le niveau de l'eau dans le puits se stabilise à 4,80 m.

profil A 7 (fig. 20 et 21)



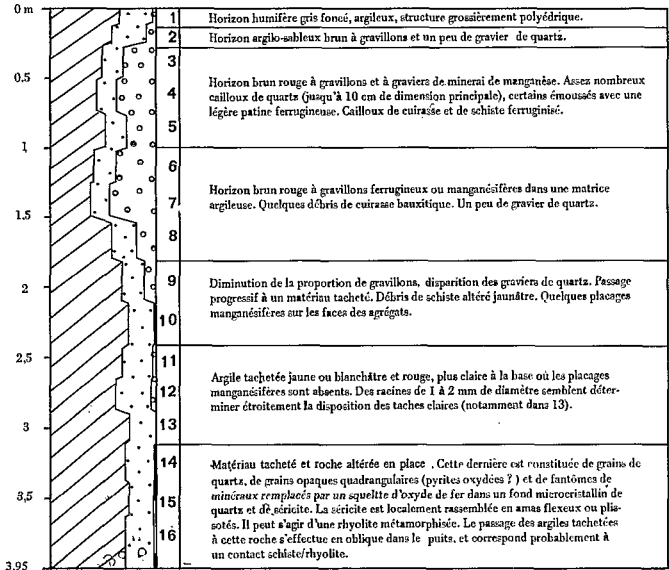
Le toit de la nappe n'est pas atteint.

profil A 8 (fig. 20 et 21)



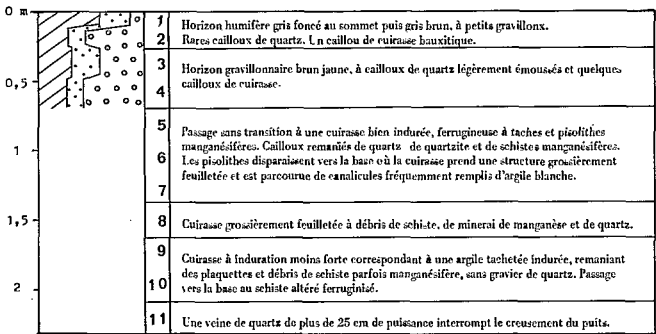
Le toit de la nappe n'est pas atteint.

profil A 9 (fig. 20)

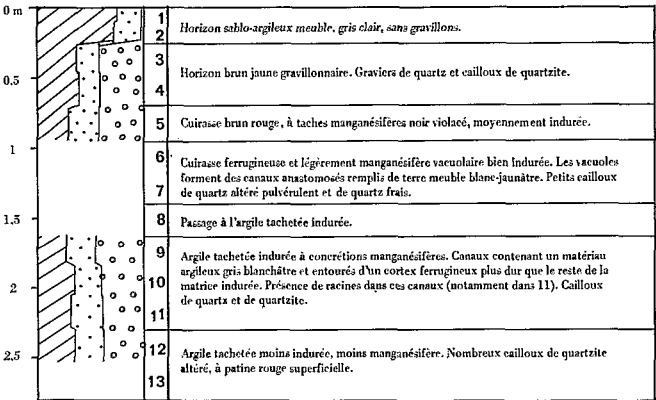


Le toit de la nappe n'est pas atteint.

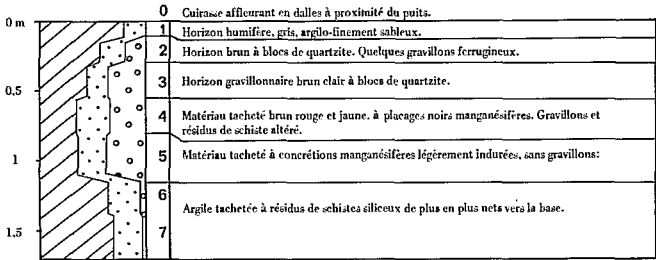
profil A 10 (fig. 20)



profil A 11 (fig. 20)

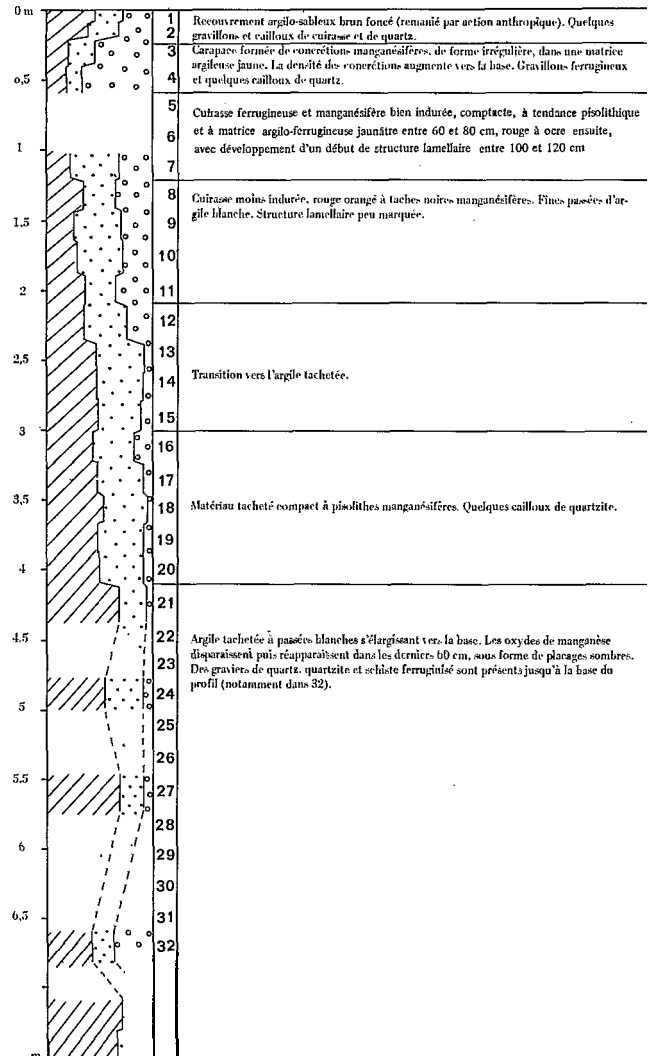


profil A 12 (fig. 20)



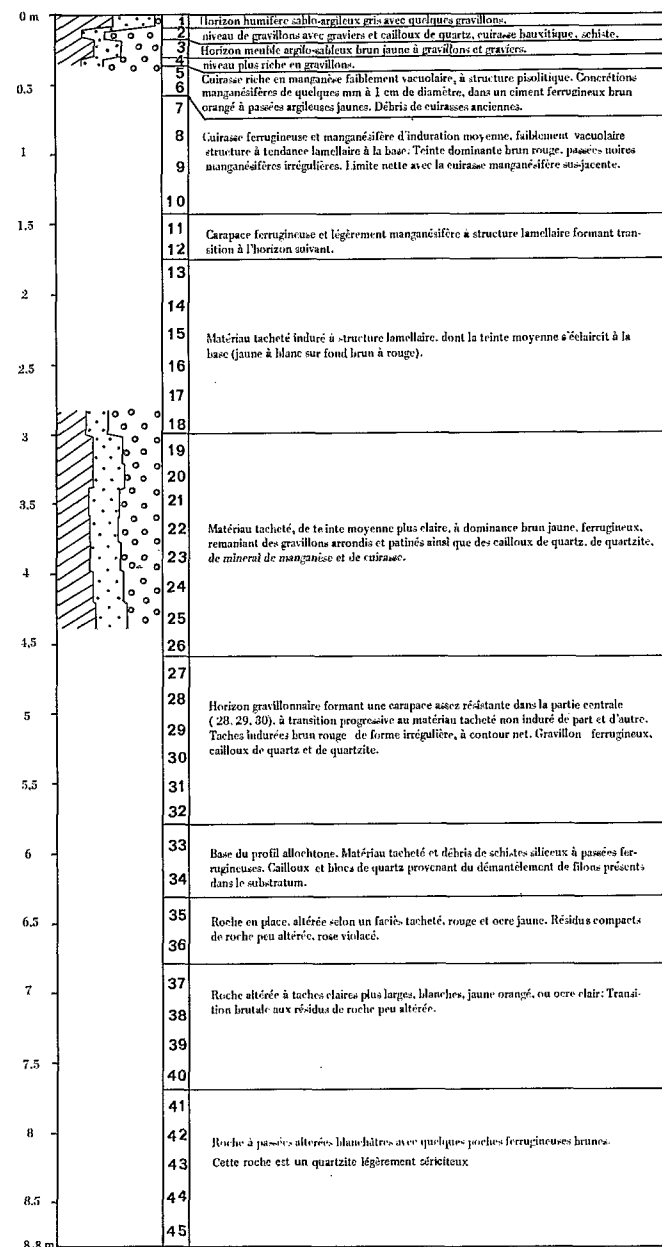
profil B O

Glacis du Guéto, Centre du village de Tokréyaokro (fig. 11)

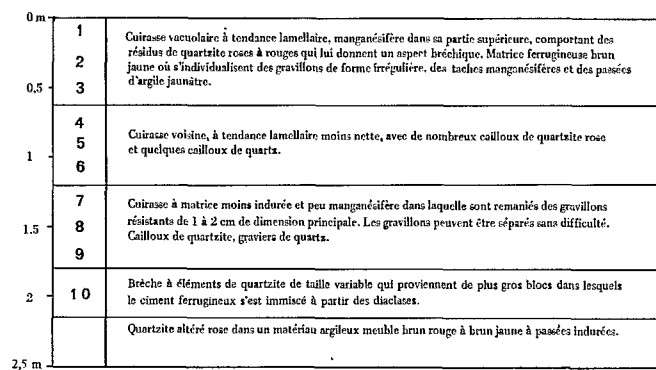


0 m	1	Horizon gris foncé très humifère, structure polyédrique à granuleuse. Graviers et cailloux.
	2	Horizon gris brun humifère. Débris de poterie manifestant des remaniements anthropiques.
1	3	Horizon brun foncé, à forte proportion de graviers et cailloux jusqu'à la taille du poing, de nature variée : schistes manganésifères et ferrugineux, cuirasse lauxitique, schiste sériciteux mouve... Concentration de petits gravillons à la base.
	4	
	5	
	6	
	7 à 10	Horizon brun foncé à brun rouge d'éboulis grossier avec des blocs atteignant 30 cm de dimension principale. Petits gravillons, nombreux dans 11 et 12.
	11 à 12	
3	13 à 16	Horizon brun foncé à brun rouge, à proportion toujours forte d'éléments grossiers mais sans blocs (caillou de belle lauxite dans 14, de minéral de manganèse très riche dans 23).
4	17 à 19	Passée moins grossière riche en petits gravillons entre 3,60 et 4,30.
5	20 à 24	
6	25 à 27	Horizon semblable, avec peu de débris de cuirasse lauxitique.
7	28 à 30	Horizon brun ocre (plus clair que les horizons précédents) dont la fraction grossière est constituée principalement de gravier de 1 à 2 cm, avec quelques cailloux dont un caillou de minéral riche de manganèse dans 28.
8	31 à 33	Horizon brun rouge foncé à forte proportion de matrice argilo-limoneuse.
	34 à 36	
9	37 - 38	Horizon brun à brun rosé remanant des cailloux de minéral de manganèse.
	39 à 41	Horizon brun rouge foncé à forte proportion de matrice fine.
10		
	42 à 45	Horizon brun rouge clair à forte proportion de graviers. Un gros bloc (30 cm) de cuirasse lauxitique.
11		
	46 à 48	Horizon brun rouge remanant des cailloux de quartz dont certains sont émoussés (dans 48).
12		
	49 à 53	Horizon brun rouge à forte proportion d'éléments grossiers. Cailloux de schiste ferrugineux ou manganésifère et de cuirasse. Vermiculures d'argile blanc jaunâtre.
13		
	54 à 57	Horizon brun rouge à proportion plus faible d'éléments grossiers. Argile blanc jaunâtre le long de canalicules et en taches allongées donnant à l'horizon un début d'aspect finement tacheté.
14	58 et 59	
	60	Horizon brun rouge très gravillonnaire avec des plaquettes de schiste ferrugineux.
15	61	Horizon brun clair à brun jaune. Mélange de schiste altéré à plaquettes ferrugineuses et de matériau gravillonnaire.
	62	
	63	Schiste sériciteux tendre, rose à mauve, à pasées terreuses brunes à jaunâtre soulignant les diaclases. A la base ces pasées terreuses sont bordées de zones décolorées où le schiste prend une teinte jaune à blanchâtre.
16	64 et 65	
	66	Niveau de schiste induré se délitant en plaquettes à cassure violacée ou brune.
	67	
17	68 à 70	Schiste sériciteux mauve, peu altéré, à pasées, décolorées le long des lignes de moindre résistance.
17,3		

profil C 2 (fig. 20 et 19)



profil C 1 (fig. 20)



C Les régions forestières au Sud du Blafo-Guétó

Dans le domaine de la forêt dense, l'étude géomorphologique devient plus délicate. La lenteur des déplacements en dehors des pistes se conjugue à l'impossibilité d'avoir des vues d'ensemble du paysage. Les cartes topographiques sont moins précises et les photographies aériennes plus difficiles à interpréter qu'en savane.

Par ailleurs, le style du paysage change. Si les niveaux cuirassés anciens sont encore présents, en larges plateaux où les faciès des cuirasses bauxitiques et intermédiaires sont reconnaissables, le bas-pays ne comporte plus que rarement des aplanissements étendus. La morphogenèse en milieu forestier, que l'on ne saurait caractériser sans emprunter quelques phrases à ROUGERIE (1960), tend à la réalisation de volumes à profil convexe et de bas-fonds plats, qui ne s'organisent pas de façon hiérarchisée à défaut de « l'action unificatrice d'un agent d'érosion linéaire ». L'incision par les rivières est en effet réduite. L'évolution est dominée par l'altération, variable selon la structure et la composition des roches. « L'érosion mécanique concourt davantage à mettre en valeur les effets morphogéniques de l'altération qu'à régler un dispositif qui soit sous sa propre dépendance ».

Ainsi, lorsqu'on s'enfonce vers le sud, le Haut-glacis perd de l'ampleur. Après sa mise en place, les alternances de périodes plus sèches et plus humides n'ont pas créé à l'aval de nouveaux aplanissements. Les phénomènes de pédimentation n'en ont pas moins conservé un rôle. Mais il y a superposition des résultats plus qu'étagement, la plus grande partie des interfluves étant reprise à chaque phase. Sauf cas particulier, l'histoire récente n'est donc pas inscrite lisiblement dans les formes de relief. Elle ne pourrait être déduite que d'une étude très détaillée des profils remaniés, dont FÖLSTER (1969) a donné l'exemple au Nigéria.

Toutefois, la transition entre les types de modelé est beaucoup plus progressive que la transition entre les types de végétation. En effet, la seconde est en relation avec le climat actuel, tandis que la première intègre les effets des variations du climat au cours d'une longue période.

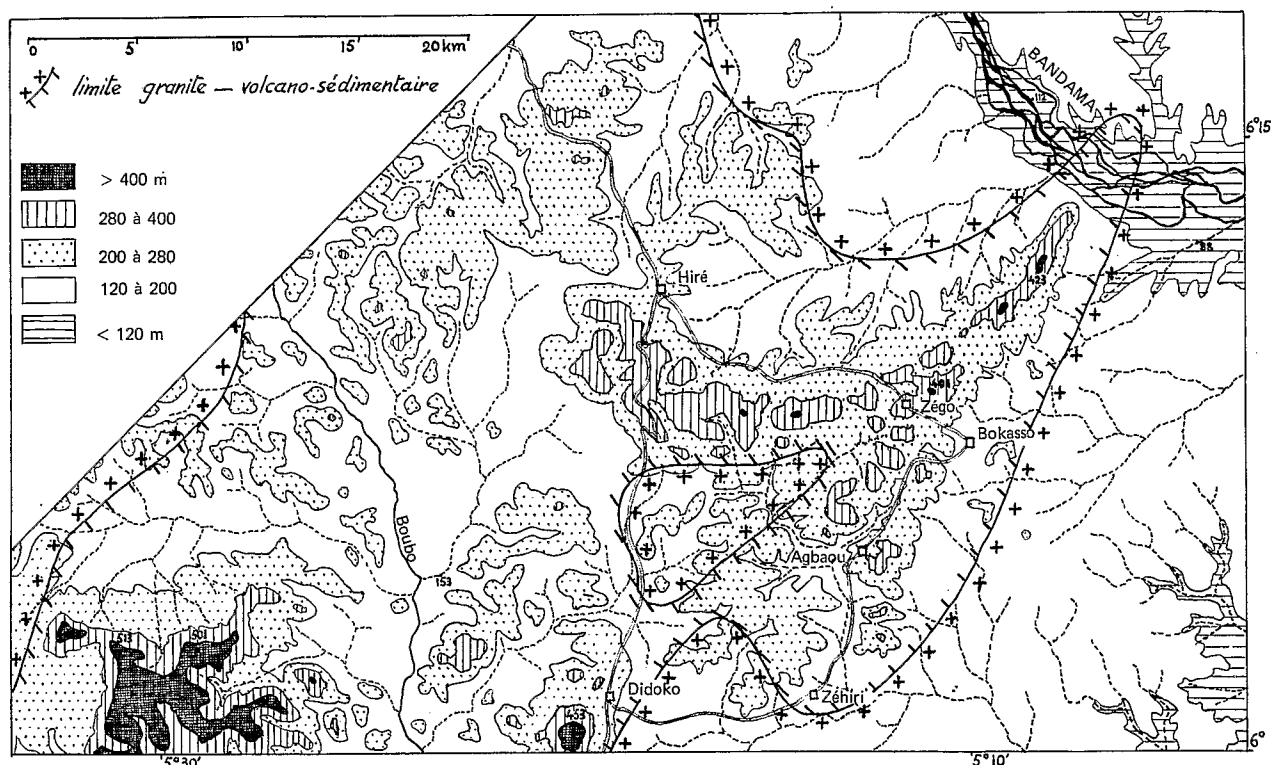


FIG. 22. — Région de Bokasso. Relief.

I RÉGION DE BOKASSO (fig. 5 et 22)

a Les aplanissements principaux.

Les indices manganésifères de Bokasso sont situés dans la région forestière de la rive droite du Bandama, au sud-ouest des rapides d'Oumé. Cette région comporte une zone volcano-sédimentaire passant vers l'ouest, le nord-est et l'est, à des zones granitiques au relief déprimé. Deux ensembles géomorphologiques particuliers s'individualisent au sein de la zone volcano-sédimentaire.

D'une part, situé au sud-ouest, un massif jalonné de hauts plateaux qui culminent à 513 m d'altitude, qui s'étendent sur une dizaine de kilomètres carrés et qui portent des cuirasses aluminoferrugineuses. La cote 453, proche de Didoko, est un témoin avancé de ces plateaux en rive gauche du Boubo.

D'autre part, situé au centre-est, un pays de hautes collines et de plateaux d'altitude moyenne, comprise entre 250 et 360 m. Il dessine une chaîne en arc est-ouest, entre la cote 423 et les environs de Hiré, avec une branche sud de Zégo vers Zéhiri. La partie orientale et centrale de l'arc comporte des collines d'altitude supérieure à 400 m, sur les flancs et au sommet desquelles sont localement rencontrés des débris de cuirasse bauxitique. La partie occidentale de l'arc et la branche sud sont uniquement constituées de plateaux, dont la superficie totale atteint respectivement 5 et 2 km². Ces plateaux

portent des cuirasses ferrugineuses qui présentent les faciès pseudo-gravillonnaires et les faciès concrétionnés, caractéristiques des cuirasses intermédiaires de la région du Blafo-Guéto.

Le reste de la zone volcano-sédimentaire est marqué par un autre système d'aplanissements cuirassés, mal individualisé, formé de bas-plateaux à rebords peu accusés. A la périphérie du massif et de la chaîne, ces aplanissements prennent de l'extension et apparaissent comme de véritables glacis de piémont, raccordés aux reliefs à des altitudes de 200 à 240 m.

On retrouve donc la succession, décrite dans la région du Blafo-Guéto, de la surface cuirassée bauxitique formant les points hauts régionaux, des aplanissements cuirassés intermédiaires proches de collines élevées portant ou ayant porté des cuirasses bauxitiques, et du Haut-glacis formant la transition entre les reliefs dérivés des surfaces précédentes et les vallées.

b Relations entre les aplanissements.

1 SÉQUENCE DE DIDOKO (fig. 23a).

La périphérie de la cote 453 au SW de Didoko est jalonnée de collines d'altitude voisine de 300 m, qui représentent des témoins d'un ancien piémont aplani. La colline au pied de laquelle est bâti le village de Didoko est coiffée d'une cuirasse intermédiaire en place remaniant des blocs de cuirasse bauxitique pisolitique. La taille des blocs implique un transport faible c'est-à-dire une extension initiale de la cuirasse bauxitique de la cote 453 sur plusieurs km². Le rebord de la cuirasse intermédiaire est en deux étages, le second correspondant à une évolution, au cours de la mise en relief, par démantèlement et cimentation en contrebas. Un raccord concave relie la colline à un haut-glacis, vers l'altitude 200 m. Cuirassé dans sa partie aval, le haut-glacis masque le contact du complexe volcano-sédimentaire et du granite et se termine par un rebord assez net. Au pied du rebord une nouvelle unité aplanie s'est mise en place, moyen-glacis non cuirassé, comportant un horizon gravillonnaire qui affleure à l'amont et est recouvert de sables ocres à l'aval. Après 200 à 300 m ce moyen-glacis passe par l'intermédiaire d'une légère rupture de pente à un bas-fond de sable blanc.

2. SÉQUENCE D'AGBAOU.

La route Zéhiri-Bokasso longe une vallée qui pénètre à l'intérieur de la branche sud de la chaîne, entre les plateaux d'altitude voisine de 300 m. Le village d'Agbaou est situé à proximité d'un de ces plateaux. A l'amont du village, en bordure du plateau, une cuirasse intermédiaire affleure, en place. Elle est prolongée vers l'ouest par une zone à pente faible où le profil a été tronqué au niveau d'argiles tachetées. Ces argiles tachetées sont indurées et recouvertes d'une cuirasse bréchique à éléments de cuirasse intermédiaire. En contrebas, le versant est parsemé de blocs de cuirasse intermédiaire. Il est raccordé à un lambeau de haut-glacis dominant la vallée.

Les blocs et cailloux de démantèlement de la cuirasse intermédiaire sont d'ailleurs constants tout le long de la vallée, manifestant la continuité initiale de cette cuirasse. Celle-ci occupait un piémont plan qui s'étendait jusqu'à une dizaine de kilomètres des hautes collines de Zégo. La dissection de ce piémont cuirassé en plateaux isolés est antérieure à la mise en place du Haut-glacis.

3 SÉQUENCE DE ZÉGO (fig. 23b).

Le village de Zégo est bâti sur un plateau de cuirasse intermédiaire d'altitude 330 m, séparé de la cote 401 par une légère dépression formant un col à une altitude voisine de 280 m. Le flanc de la cote 401, du sommet, où subsistent des blocs de belle bauxite claire, jusqu'à l'altitude 340 m, est occupé par une cuirasse de pente, avec des blocs de cuirasse bauxitique cimentés par une matrice

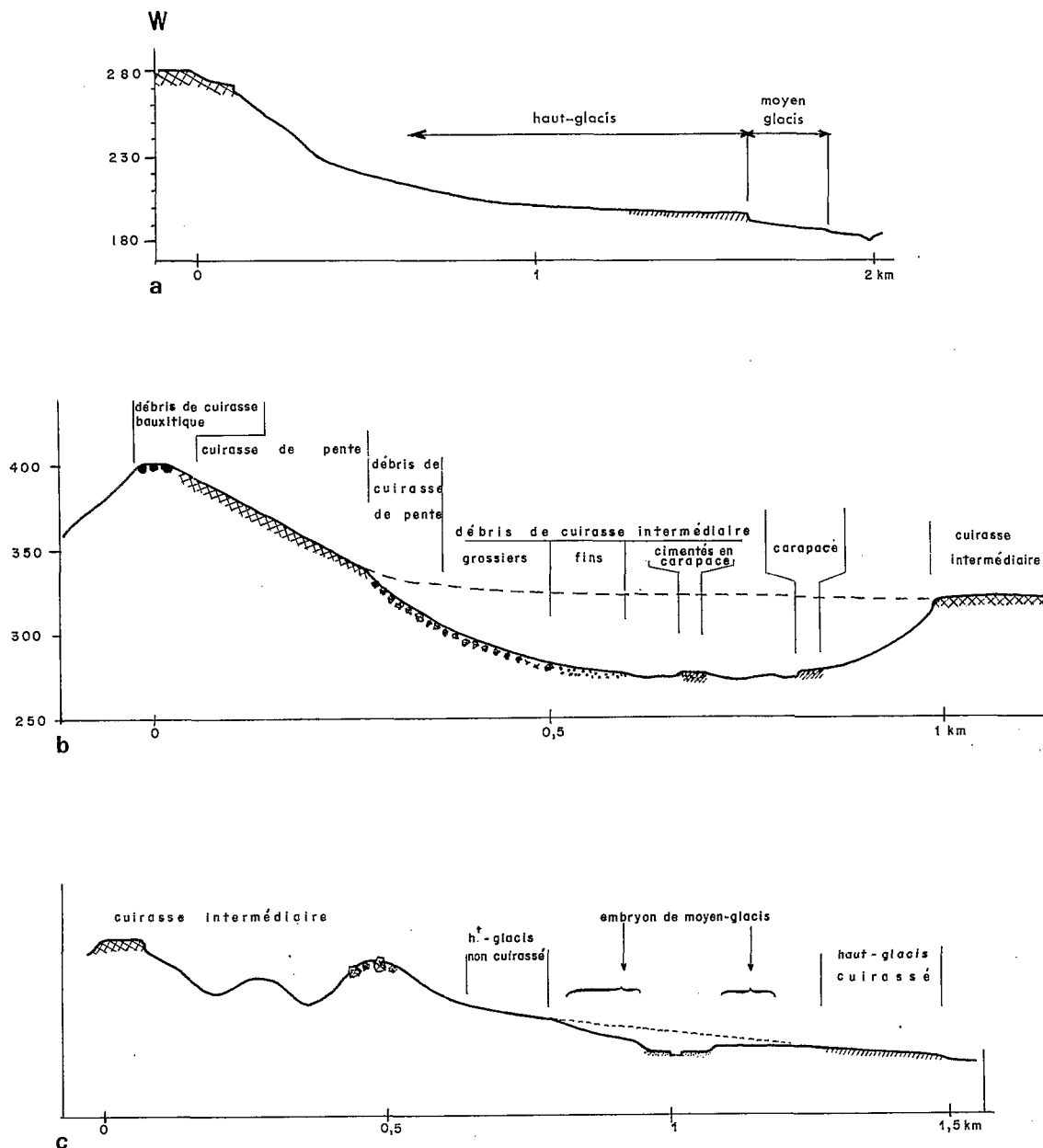


FIG. 23. — Région de Bokasso. Coupes. a) Didoko. Disposition de la cuirasse intermédiaire du haut-glacis et du moyen-glacis ; b) Zégo. Disposition de la cuirasse de pente et de la cuirasse intermédiaire, les carapaces au niveau du col sont contemporaines des cuirasses de haut-glacis ; c) Bokasso. Disposition de la cuirasse intermédiaire du haut-glacis et d'un embryon de moyen-glacis.

ferrugineuse à faciès intermédiaire. La périphérie des blocs peut être ferruginisée selon le même faciès, donnant localement une cuirasse compacte très indurée où les faciès bauxitique et intermédiaire s'interpénètrent sans que subsiste la trace du contour des blocs bauxitiques initiaux. En dessous de l'altitude 340 m, la pente s'accroît et la cuirasse en place passe à un éboulis de blocs de cuirasse bauxitique et de cuirasse de pente puis à un éboulis de blocs de cuirasse intermédiaire mêlé de quelques cailloux de bauxite. La transition initiale continue entre la cuirasse de pente et la cuirasse intermédiaire, que la disposition topographique actuelle et la nature des matériaux indurés en place

permettaient de supposer, est ainsi confirmée par les éléments de démantèlement. Il est à noter que le déplacement horizontal de ces derniers a été minime. Au niveau du col les éléments de démantèlement sont réduits à la taille des cailloux et gravillons. Ils sont localement cimentés dans une cuirasse ferrugineuse contemporaine des cuirasses de Haut-glacis.

4 SÉQUENCE DE BOKASSO (fig. 23c).

Au sud-ouest de Bokasso, des collines coiffées de cuirasses intermédiaires dominent un Haut-glacis bien développé, sur le flanc externe de la chaîne. Une petite vallée sub-séquentielle isole la partie amont non cuirassée de ce haut-glacis de la partie aval où affleure discrètement une cuirasse à partie supérieure légèrement manganésifère. Cette vallée présente la succession d'une première entaille déterminant un moyen-glacis mal individualisé, et d'une seconde entaille, plus franche, délimitant un flat séparé de l'unité précédente par des rebords de 5 à 6 m de hauteur et dans lequel le lit actuel inscrit ses méandres.

c Conclusion.

La région de Bokasso, bien que forestière, ne se distingue pas, en ce qui concerne les grands traits du modelé, de la région de savane du Blafo-Guétou, voisine. Les surfaces anciennes y sont présentes, en larges plateaux cuirassés, et le Haut-glacis reste un élément important du modelé du bas-pays. Toutefois les rebords de cuirasse sont souvent moins accusés. La dénivellation entre la surface bauxitique et le système d'aplanissements intermédiaire est plus faible, passant de 200-240 m à 130-170 m. Le Moyen-glacis, présent, est généralement peu développé et peu cuirassé. Il subit localement une incision assez vive.

La zone Hiré-Agbaou forme la limite entre le bassin-versant du Bandama et les bassins-versants de fleuves côtiers comme le Boubo. A ce titre elle a subi une dissection modérée, ce qui a permis au système d'aplanissements intermédiaire de subsister largement. Deux traits importants de ce système se trouvent confirmés. D'une part la disposition initiale en vastes glacis de piémont : les concentrations exceptionnelles de plateaux-témoins au sud d'Hiré et au sud de Zégo, dont les altitudes décroissent respectivement vers l'est et le sud, impliquent une telle disposition, avec des glacis atteignant une dizaine de kilomètres de l'amont vers l'aval. D'autre part le raccord initial des aplanissements intermédiaires cuirassés aux cuirasses de pente c'est-à-dire aux épandages de blocs cimentés sur certains versants rectilignes des témoins de cuirasse bauxitique : la séquence de Zégo est sur ce point démonstrative.

De plus un élément nouveau apparaît dans l'évolution du système d'aplanissements intermédiaire. Le passage des plateaux aux versants comporte un rebord en deux étages et des cuirasses bréchiques reposant sur les altérites tronquées. Un démantèlement et une ablation ménagée, suivis d'une nouvelle induration, ont donc eu lieu à la fin de la période intermédiaire.

II RÉGION DE MOKTA (fig. 4, 25 et 26)

a Le paysage de part et d'autre de Guitri.

Un chapelet d'indices de manganèse jalonne une bande de terrains volcano-sédimentaires, étirée dans la direction birrimienne SW-NE de l'extrémité des lagunes de Grand-Lahou jusqu'à la

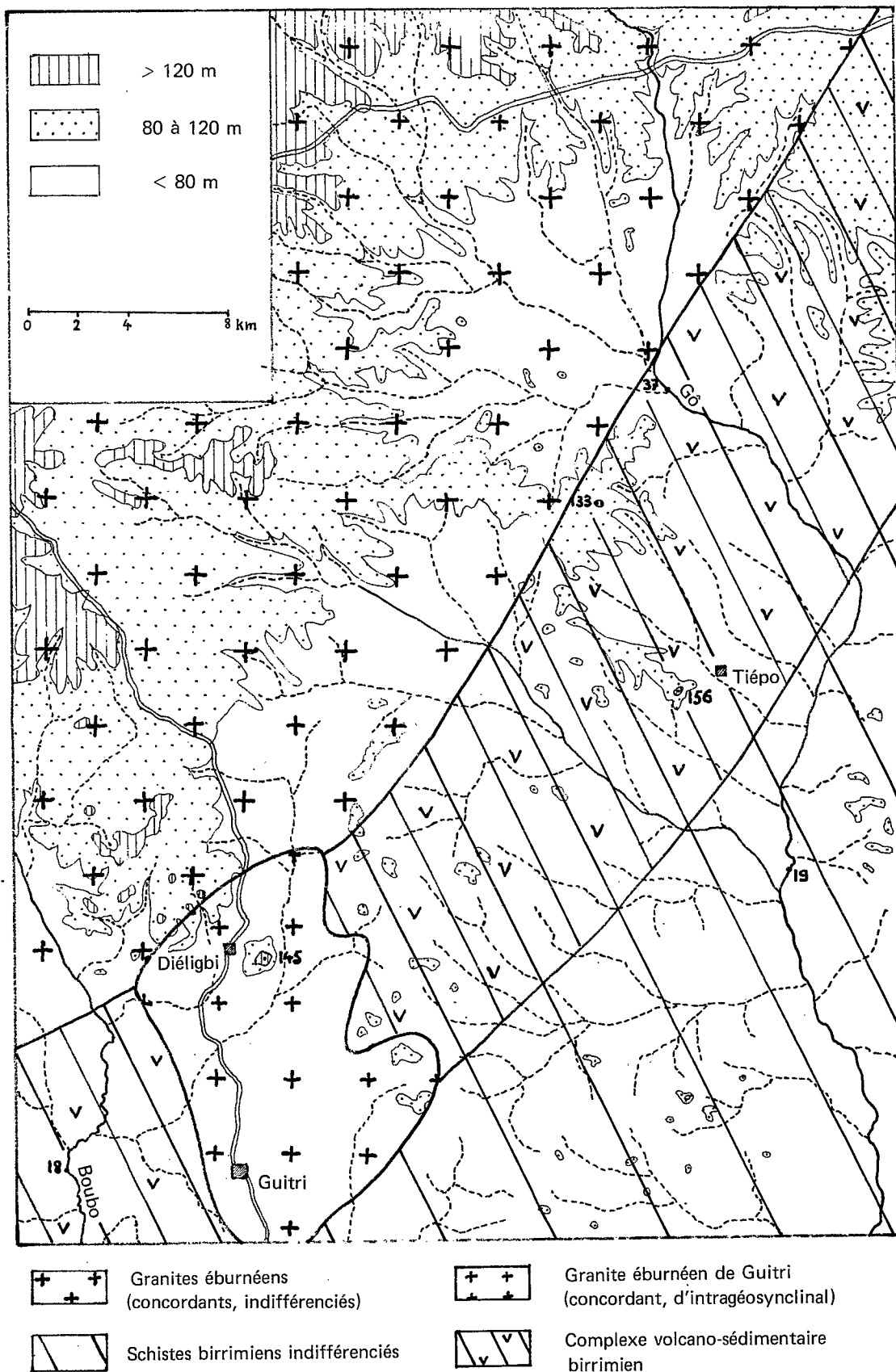


Fig. 24. — Région au nord de Guitri. Relief et géologie.

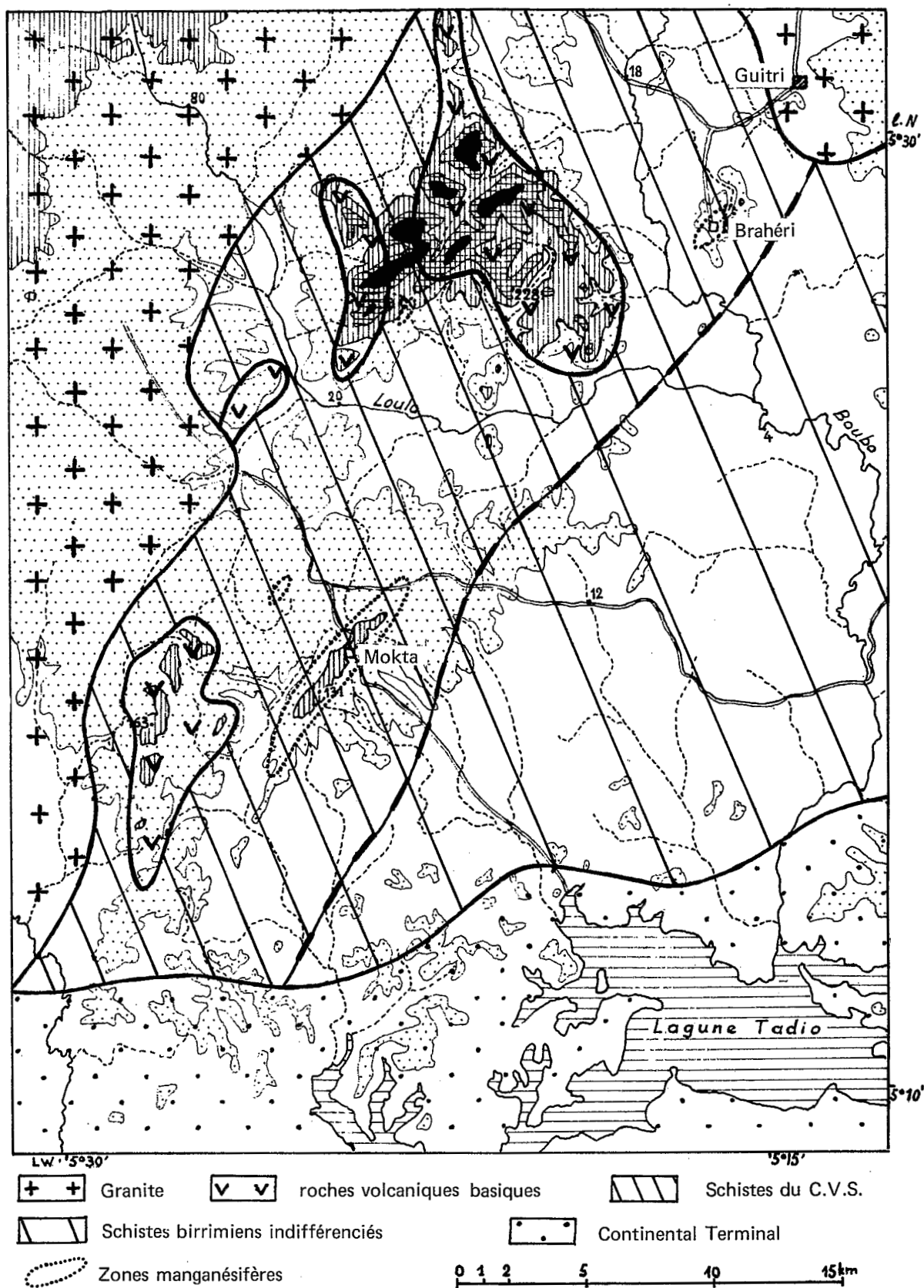


FIG. 25. — Région au sud de Guitri. Esquisse géologique.

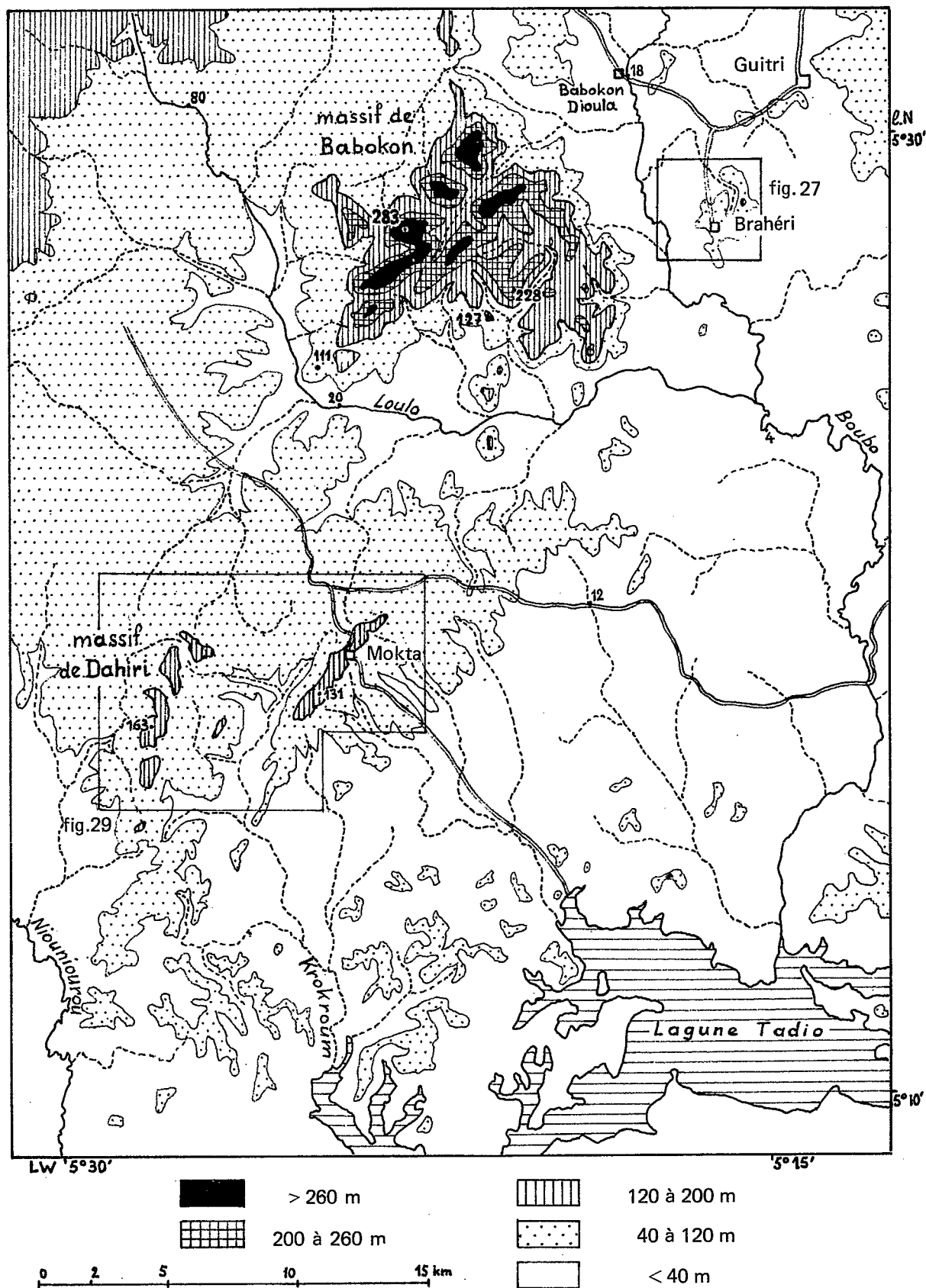


FIG. 26. — Région au sud de Guitri. Relief.

route Divo-Ndouci et interrompue dans sa partie centrale par le granite de Guitri. Cette région est drainée par les fleuves Gô, Boubo et Niouniourou.

Au nord de Guitri (fig. 24), le Gô et ses affluents principaux coulent à des altitudes de 60 à 20 m. La dissection assez avancée, jointe à l'absence de grands massifs de roches basiques, a déterminé un pays monotone, dominé par de rares reliefs résiduels d'extension faible, qui ne dépassent pas 180 m d'altitude.

- Les uns sont granitiques, comme la cote 145 à l'est de Dieligbi qui ne manifeste pas de trace de cuirassement. Le granite affleure en chaos de boules sauf sur un replat situé à l'ouest du sommet, à l'altitude 110 m. Le sommet porte des lambeaux de sols ferrallitiques à horizons rouges reposant sur un matériau tacheté.
- Les autres sont constitués de roches basiques, comme la cote 156 au sud de Tiépo dont le sommet forme un plateau étroit de cuirasse intermédiaire démantelée, brun violacé, à faciès vacuolaire. Ce plateau domine un pays de bas-fonds séparant des interfluves à flancs convexes et à sommets subaplanis dont l'altitude varie de 60 à 100 m.

L'essentiel du modelé a donc été façonné dans les périodes récentes. Les formes de relief les plus anciennes sont de petits témoins de cuirasse intermédiaire conservés sur des pointements de roche basique. Sur schistes et quartzites l'histoire du paysage actuel débute avec la période du Haut-glacis dont les interfluves plats représentent les dernières traces.

Au sud de Guitri, le paysage est plus diversifié (fig 25). Aux zones marécageuses du cours inférieur du Boubo s'opposent les collines manganésifères de Brahéri et de Mokta, et plus encore les massifs de roches basiques de Babokon et de Dahiri dont les plateaux sommitaux portent respectivement de larges témoins de la surface bauxitique et du système d'aplanissements intermédiaire. Les formes de relief témoignent donc d'une plus longue histoire. En particulier, certains profils d'altérites et de sols sur schistes et quartzites conservent des caractères acquis au cours de la période intermédiaire.

b la séquence de cuirasses à Brahéri (fig. 27).

Le paysage de Brahéri présente un modelé de collines à versants raides séparées par des bas-fonds. La hauteur relative des collines atteint 100 m, des incisions actives donnent des têtes de vallées en V qui aboutissent à des zones basses remblayées étroites.

1 Témoins de la morphogenèse antérieure, les collines gardent des sommets qui, même étroits, sont aplanis. La cote 132 conserve un lambeau de cuirasse intermédiaire déterminant une rupture de pente nette. A proximité du rebord sud-ouest, une petite niche offre une coupe verticale du premier mètre du profil. La cuirasse est démantelée, subsistant ici en blocs, là en cailloux et gravillons, avec une induration et une compacité variables, correspondant à un état de dissolution plus ou moins avancé. L'altitude de la cuirasse pouvait être, à l'origine, légèrement supérieure à l'altitude actuelle de la colline.

La cote 118 conserve des blocs discrets de cuirasse intermédiaire à son sommet et sur son flanc ouest. 1,5 km au sud, sur une autre colline d'altitude voisine de 120 m, de tels blocs ne sont rencontrés que dans la partie inférieure des pentes, sur le flanc sud-est. Différentes étapes du démantèlement de la cuirasse intermédiaire sont ainsi observées. Les blocs résiduels prouvent qu'elle a été bien représentée aux alentours de Brahéri, à une altitude voisine de 140 m.

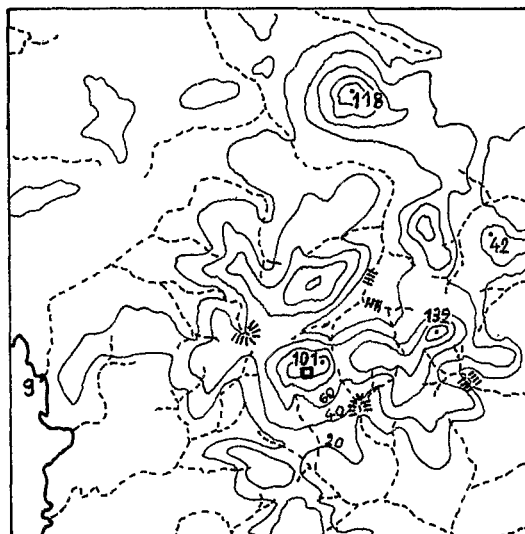


FIG. 27. — Brahéri.

La cote 101, sur laquelle est bâti le village de Brahéri est un étroit plateau, incliné vers l'ouest, qui porte de gros blocs de l'ordre du m^3 , remaniant des débris de cuirasse ferrugineuse brune massive, de minerai de manganèse et de schistes ferruginisés, dans une matrice manganésifère d'induration variable. Le plateau ne semble pas pouvoir être rattaché aux aplanissements intermédiaires mais les débris de cuirasse massive seraient hérités de ces derniers.

2 Au pied des collines, dans les têtes des bas-fonds, à une altitude de l'ordre de 40 m, des cuirasses ou carapaces en place sont présentes. La source à l'est du village est ainsi entourée d'une cuirasse en fer à cheval. Le rebord intérieur forme un abrupt de 6 à 7 m, dont les deux premiers mètres sont indurés et en surplomb. Dans les matériaux d'altération sous-jacents, des conduits atteignant 1 m de diamètre correspondent aux sorties successives de l'eau au fur et à mesure de l'encaissement de la source, le conduit inférieur étant fonctionnel. La source à l'ouest du village comporte un dispositif cuirassé semblable. Des carapaces existent aussi, à la même altitude, en sommet de berge de certains marigots dont le lit est encaissé de 4 à 5 m. C'est le cas au pied sud-est de la cote 132 où la carapace, épaisse de 1 m à 1,50 m, est manganésifère. Peu indurées, à faciès vacuolaire, ces cuirasses et carapaces appartiennent à une même génération mais ne sont pas associées à une forme de relief spécifique. Entaillées, elles ne sont pas des formations actuelles mais elles datent d'une époque relativement récente depuis laquelle le réseau hydrographique n'a pas subi de transformations importantes.

D'autres cuirasses, d'altitude voisine, sont rencontrées à 7 km de Brahéri, à Babokon Dioula, en bordure du Boubo, drain majeur régional. Un plateau d'altitude 40-50 m porte des lambeaux de cuirasse bien indurée. Tout indique qu'il s'agit dans ce cas de cuirasses de Haut-glacis. En effet, ces cuirasses sont à partie supérieure manganésifère à tendance pisolitique, et remanient des cailloux de cuirasse intermédiaire. De plus elles dominent le fleuve d'une trentaine de mètres. Malgré l'altitude similaire, les carapaces de Brahéri, aux faciès très différents, entaillées sur quelques mètres seulement, appartiennent à une génération plus jeune. Elles peuvent être attribuées à la période de cuirassement du Moyen-glacis.

Enfin au niveau de l'eau, qu'il s'agisse de vasques de sources ou de certains marigots, comme celui du pied de la cote 132 déjà cité, des carapaces sont en cours de formation. A 1 km de Brahéri sur la route de Guitri, la carapace occupe le fond même du lit d'un marigot. Elle est légèrement manganésifère.

3 En conclusion, les aplanissements intermédiaires sont les derniers aplanissements ayant marqué profondément la région de Brahéri. Le Haut-glacis n'a pris un certain développement qu'en bordure des grandes vallées, comme celle du Boubo. Le Moyen-glacis est absent. Mais le cuirassement correspondant a eu lieu, comme dans les régions plus septentrionales. Il devient toutefois anarchique. Les concentrations d'oxydes indurés sont dispersées dans les vallées et les ravins. Elles se sont formées au toit des nappes et en périphérie des sources, sans atteindre de fortes extensions latérales.

Aplanissement et cuirassement apparaissent liés dans la région du Blafo-Guétou. On voit ici que cette liaison n'est pas obligatoire. La poursuite du cuirassement au-delà de la limite sud de l'aplanissement confirme l'origine climatique de ces deux phénomènes. Après la période du Haut-glacis, les climats secs qui permettent l'aplanissement n'ont plus pénétré vers le sud jusqu'à la région de Brahéri (ou n'y ont fait que de brèves incursions) tandis que les climats de transition qui permettent le cuirassement y sont encore intervenus.

c La séquence de cuirasses du massif de Babokon (fig. 26 et fig. 28).

1 Le massif de Babokon apparaît comme une relique, en milieu forestier, d'un modelé tabulaire. Deux séries de plateaux sont juxtaposées, témoins de deux surfaces d'aplanissement. L'une couvre une superficie d'environ 7 km², dans la partie occidentale et septentrionale du massif entre les altitudes 250 et 280 m. L'autre concerne la partie orientale et couvre 6 km², entre les altitudes 190 et 230 m.

Des cuirasses bauxitiques sont associées à la première surface d'aplanissement avec localement des faciès de belle bauxite blanche à gros pisolithes. La deuxième surface est plus complexe. Le plateau coté 228 par exemple comporte dans sa partie sud-ouest une cuirasse ferrugineuse à faciès intermédiaire à larges concrétions de goethite. Au centre du plateau sont rencontrés des blocs rouge clair de cuirasse bauxitique à faciès granulaire, soit finement poreux, soit à petites plages massives. Au sud du plateau la cuirasse en place descend jusqu'à l'altitude 195 m, avec un faciès à nodules rouge violacé et à canalicules parfois tapissés de films de goethite brune, parfois remplis partiellement d'argile jaune. Le plateau ne présente pas de rebord franc. La pente s'accroît progressivement. Elle

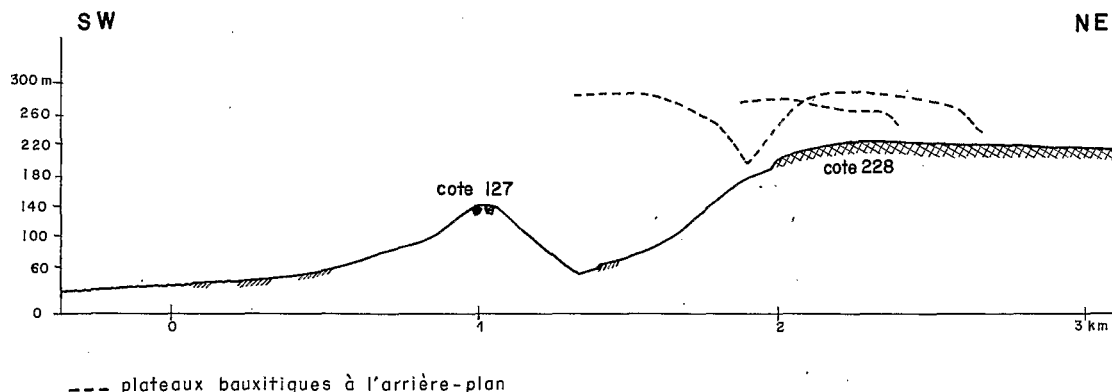


FIG. 28. — Plateaux Babokon. Situation des aplanissements intermédiaires.

est de 15 à 20 % (8 à 11°) à l'altitude 180 m puis se maintient vers 40 % (22°) jusqu'à l'altitude 110 m où elle diminue brusquement. Le bas de pente entre 110 m et 60 m d'altitude est parsemé de gros blocs de cuirasse et de schistes ferruginisés, ainsi que de blocs de quartzite vers l'aval. Les blocs de cuirasses se répartissent entre deux faciès : d'une part, un faciès rouge vacuolaire, d'induration moyenne, d'autre part un faciès brun sombre à noir, massif, très induré.

Ce dernier faciès se retrouve sur des collines isolées ou formant éperon, à la périphérie des plateaux, comme la cote 111 à l'extrémité sud-ouest du massif ou la cote 127 au sud de la cote 228. La crête de la cote 127, étroite mais plate, s'étire sur environ 500 m. La taille importante des blocs permet d'envisager la présence antérieure d'une cuirasse en place à une altitude peu supérieure à l'altitude actuelle, de l'ordre de 150 m.

Ces observations peuvent être interprétées de deux façons :

- Les cuirasses de la deuxième série de plateaux, dont l'altitude oscille de 190 à 230 m, correspondraient à la deuxième génération de cuirasses bauxitiques, définie dans la région du Blafo-Guétó. Ces cuirasses auraient été démantelées, puis recimentées au moment du cuirassement intermédiaire selon le faciès concrétionné à goethite. Les cuirasses intermédiaires elles-mêmes ne seraient représentées que par les petits témoins en voie de disparition, comme la cote 127 et la cote 111.
- La deuxième série de plateaux ferait partie du système d'aplanissements intermédiaire qui, exceptionnellement, aurait hérité de nombreux blocs de cuirasse bauxitique. Les cotes 111 et 127 seraient les témoins d'un niveau cuirassé supplémentaire, intercalé entre le système intermédiaire et le Haut-glacis. Le faciès massif brun à noir des cuirasses de ce niveau n'est pas inconnu. Il a été rencontré dans la région du Blafo-Guétó et à Brahéri, où il était considéré comme un faciès particulier des cuirasses intermédiaires. Ainsi, le niveau supplémentaire correspondrait, non pas à une étape indépendante et générale de la morphogenèse, mais à un dédoublement du niveau intermédiaire, semblable à celui décrit dans la région de Bokasso. L'étagement correspondant des cuirasses n'aurait qu'une valeur locale.

En faveur de la première hypothèse on notera que la dénivellation entre les deux surfaces des plateaux de Babokon est comparable à la dénivellation observée entre les deux générations de cuirasse bauxitique, par exemple au Diedka. On notera que les blocs de cuirasse bauxitique sont rares sur les plateaux intermédiaires tandis que les faciès de cuirasse intermédiaire se rencontrent fréquemment sur les plateaux bauxitiques. On notera aussi que les collines de la périphérie du massif de Babokon (cote 127) et les collines de Brahéri (cote 132), situées à des distances comparables de rivières importantes, la Loulo et le Boubo, sont d'altitudes voisines, ce qui s'accorde avec le fait de provenir de la dissection d'une même surface.

En faveur de la seconde hypothèse, on notera que l'altitude des aplanissements intermédiaires augmente habituellement à l'approche d'un grand massif dans les régions précédemment étudiées : 260 m près de la vallée de l'Agbanian et 350 m sur le flanc du Diedka (carte 9) cela correspond à 140 m près de Brahéri et plus de 200 m dans le massif de Babokon. On notera que la deuxième série de plateaux présente le faciès intermédiaire concrétionné à goethite tandis que les collines périphériques présentent le faciès massif qui est un faciès accessoire. On notera enfin que le massif de Babokon n'est qu'à une trentaine de kilomètres des lagunes. Cela expliquerait que la dénivellation entre les deux séries de plateaux soit plus faible qu'entre les plateaux bauxitiques et les plateaux intermédiaires dans les régions plus septentrionales de Bokasso ou du Blafo-Guétó. En effet la dénivellation entre les deux types d'aplanissements diminue vers le Sud jusqu'à s'annuler et s'inverser, car l'épirogenèse a eu le temps de marquer beaucoup plus la surface bauxitique que le système d'aplanissements intermédiaire. La première s'affaisse fortement dans la région côtière ; elle passe sous le niveau de la mer à l'aplomb des lagunes et est recouverte par le Continental Terminal. Le second garde une altitude positive jusqu'à proximité de la côte et coiffe le Continental Terminal.

Ce dernier argument n'a toutefois qu'une valeur relative car, dans la première hypothèse, la dénivellation entre les surfaces bauxitique et intermédiaire est également plus faible à Babokon qu'à Bokasso et au Blafo-Guétó.

Les observations géomorphologiques faites, trop ponctuelles et incomplètes, ne permettent pas de trancher. Une étude détaillée du massif serait nécessaire. Les analyses chimiques, pour leur part, sont favorables à la première hypothèse. Les échantillons SS 136 et SS 137, représentatifs du faciès concrétionné à goethite et prélevés sur un affleurement du plateau coté 228 comportent des teneurs d'alumine libre de 18,6 et 23,0 %. En lame mince, SS 136 montre des plages de fond matriciel gabbroïque englobées dans des concrétions de goethite ou formant des îlots anguleux au sein des oxydes de fer. Ces teneurs et cette structure sont comparables à celles des cuirasses de pente ou des ferruginisations observées sur les cuirasses bauxitiques. Elles ne correspondent pas aux teneurs et à la structure habituelles des cuirasses intermédiaires.

2 Le pied du massif Babokon est jalonné de glacis cuirassés assez développés dont le raccord aux pentes s'effectue vers 60 à 80 m, l'altitude s'abaissant à l'aval à une quarantaine de mètres. Les cuirasses sont d'épaisseur et d'induration réduites, ce qui explique une évolution des glacis différente de l'évolution observée dans la région du Blafo-Guétou : absence de dépression périphérique à l'amont et de rebords accusés à l'aval. Les glacis sont découpés par des vallées, résultat d'une ramification du réseau hydrographique après leur mise en place, à laquelle ils n'ont pas offert de forte résistance.

Il est souvent difficile de faire la part de ce qui a été façonné pendant la période du Haut-glacis et de ce qui l'a été pendant la période du Moyen-glacis. Au nord de la cote 111, le glacis comporte dans sa partie aval une carapace alvéolaire, légèrement manganésifère et remaniant des graviers de quartz altéré. Cette carapace n'apparaît que dans des endroits artificiellement décapés, notamment sur une ancienne piste forestière à l'altitude 40 m. En amont, à 55 m d'altitude, une cuirasse ferrugineuse gravillonnaire affleure, terminée localement par un petit rebord aval qui ne dépasse pas 30-40 cm. Dans ce cas on peut envisager une distinction entre une cuirasse de Haut-glacis et une carapace de Moyen-glacis.

Dans les zones élargies de la vallée de la Loulo, des épandages de galets, dont certains sont ferruginisés, séparent l'aval du glacis de la plaine alluviale, en grande partie inondable. Ils représentent les restes d'une moyenne terrasse, ayant précédé la basse-terrasse dans laquelle s'inscrit le lit actuel.

3 En conclusion, si certains aspects de l'évolution du relief restent à préciser, notamment la place du système d'aplanissements intermédiaire et les rapports entre le Haut et le Moyen-glacis, le massif de Babokon a l'intérêt de présenter une séquence étagée des systèmes d'aplanissements principaux, dans une des régions les plus méridionales de la Côte d'Ivoire.

Depuis la région du Blafo-Guétou, chacun des systèmes d'aplanissements s'abaisse vers la mer. Pour la surface bauxitique, indépendante du réseau hydrographique actuel, il s'agit principalement de la courbure liée à l'épirogenèse. La diminution d'altitude atteint 250 m. Pour le Haut-glacis, il s'agit simplement d'une adaptation au réseau hydrographique, auquel les séries de rapides conservent une pente moyenne assez forte. La dénivellation entre l'aval des hauts-glacis et les lits des rivières importantes est de 30 à 40 m, aussi bien en bordure du Bandama, à l'amont des rapides d'Oumé, qu'en bordure du Boubo près de Brahéri. La diminution d'altitude est de l'ordre de 110 m. Pour le système d'aplanissements intermédiaire, les deux aspects précédents se conjuguent. Lors de la formation de ce système, la pente moyenne du réseau hydrographique était moins forte que celle du réseau actuel, car certains rapides n'existaient pas encore. Autrement dit, le système intermédiaire s'abaissait vers la mer mais moins vite que ne le fait le Haut-glacis. D'autre part, il a subi un bombement épirogénique. Au total la diminution d'altitude est légèrement supérieure à celle du Haut-glacis. Elle est d'environ 130 m, si l'on se réfère aux cuirasses intermédiaires de Brahéri.

d La séquence de cuirasses du massif de Dahiri et de la chaîne de Mokta (fig. 26 et 29).

Le massif de dolérites de Dahiri et la chaîne de schistes et quartzites manganésifères de Mokta sont situés à 20 km de la mer. Culminant respectivement à 166 et 144 m, ils dominent le bas-pays

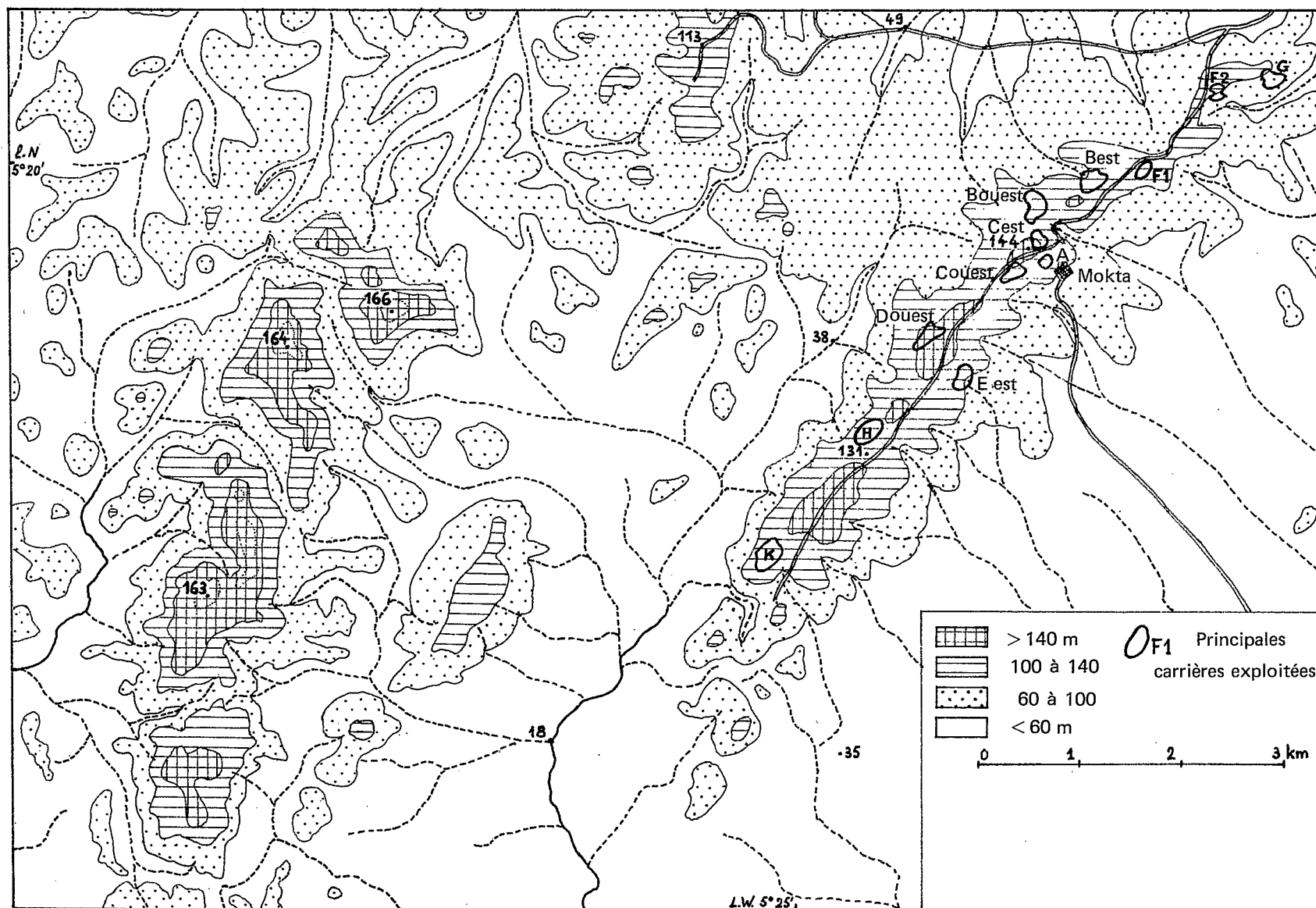


FIG. 29. — Région de Mokta. Relief (Massif de Dahiri à l'ouest, et chaîne de Mokta à l'est).

environnant de 80 à 100 m. Le modelé peu accusé des zones sommitales s'oppose aux flancs abrupts marqués par les reprises d'incision récentes. En quelques endroits toutefois, des piémonts à pente faible assurent une transition progressive aux vallées.

1 LES TÉMOINS DE LA SURFACE INTERMÉDIAIRE.

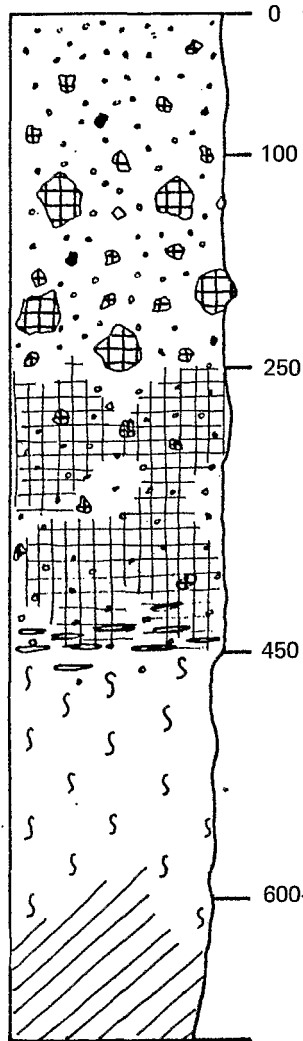
Le massif de Dahiri est découpé en plateaux par les affluents du Niouniourou et de la Krokroum, qui drainent respectivement les flancs est et ouest. Les plateaux sont séparés par des ensembles où les eaux se partagent, vers 90 m d'altitude. Leurs rebords se situent entre 120 et 140 m, leurs zones sommitales vers 160 m. Ces plateaux portent des cuirasses ferrugineuses à faciès intermédiaires caractéristiques, qui affleurent sur de grandes surfaces sous forme de pavages de gros blocs.

Le démantèlement sur place par altération et lessivage s'accompagne de déformations locales de la surface cuirassée : adoucissement des rebords, ou affaissement qui peut aller jusqu'à la formation de dépressions. Sur le plateau coté 143 m, un étang s'est ainsi formé, dont la pérennité est attestée par la présence de crocodiles. Il atteint en saison des pluies une centaine de mètres de diamètre.

La chaîne de Mokta ne dépasse pas 1,5 km de largeur et s'étire sur plus de 10 km selon la direction birrimienne SW-NE. Seule son extrémité sud-ouest est tronçonnée en une succession de collines par les affluents de la Krokroum. Dans la partie centrale, la plus riche en manganèse, la ligne de crête se maintient au-dessus de l'altitude 120 m sur plus de 5 km puis s'abaisse progressivement vers le nord-est. La zone sommitale n'est cependant pas un plateau mais une succession de croupes surbaissées qui ne témoignent pas directement de l'existence d'un ancien système d'aplanissement comme les plateaux du massif de Dahiri.

La cuirasse intermédiaire n'est présente qu'en débris dont la dimension principale atteint rarement 50 cm, remaniés dans des horizons gravillonnaires dont la base est fréquemment indurée en carapace ferrugineuse. Dans la zone axiale de la chaîne, les horizons gravillonnaires forment l'essentiel du sol, depuis la surface jusqu'aux schistes altérés en place, ou aux matériaux tachetés qui en sont issus. Ceci se vérifie, tant sur les points hauts, comme le rebord de la carrière C Est à 144 m d'altitude, que sur les ensembles de la ligne de crête comme la carrière C Ouest à 130 m d'altitude (fig 30). En périphérie de la zone sommitale de la chaîne, à proximité des ruptures de pente où débutent les flancs raides, les horizons gravillonnaires sont surmontés d'épaisses couvertures de matériaux meubles, argilo-sableux, brun rouge, homogènes, sans débris de minerai ou de cuirasse ferrugineuse, piquetés de rares cailloux anguleux de quartz. Ceci s'observe dans la carrière E Est à 125 m d'altitude ou dans la partie sud-ouest de la carrière K à 110 m. La présence des cailloux de quartz est énigmatique. Leur très faible fréquence (quelques cailloux par m³) autorise une large gamme d'hypothèses. Les interprétations faites ici n'ont pu en tenir compte.

Les profils ME et MK (fig. 31 et 32) sont représentatifs de ces sols allochtones profonds. La discontinuité entre les deux horizons apparaît moins brutale sur les spectres granulométriques qu'à l'observation du terrain où l'augmentation progressive de la taille des constituants vers le bas de l'horizon supérieur ne modifie guère l'aspect de celui-ci. La représentation conjointe de la répartition granulométrique de la terre fine inférieure à 2 mm et de la terre inférieure à 2 cm montre, pour le profil ME, que l'augmentation rapide de la proportion des éléments grossiers au sommet de l'horizon gravillonnaire s'accompagne d'une diminution de la proportion d'argile de la terre fine. Cette augmentation rapide est principalement le fait de pisolithes et nodules manganésifères autochtones qui auraient donc englobé de l'argile au cours de leur formation. Ainsi la discontinuité entre les deux horizons n'est pas seulement liée au dépôt de matériaux fins sur des matériaux grossiers. Elle est renforcée par l'intervention d'un concrétionnement postérieur à la mise en place des matériaux. Dans la partie médiane et inférieure de l'horizon gravillonnaire, l'augmentation des éléments grossiers se fait préférentiellement au détriment des sables compris entre 0,2 et 2 mm. Pour le profil MK la discontinuité est également renforcée par le concrétionnement. De plus on observe une macroporosité très



Horizon gravillonnaire à matrice brun ocre. Débris de taille variable de cuirasse ferrugineuse dure, rouge violacé, mêlés de cailloux et graviers de quartz et de minéral de manganèse. Le mètre cinquante inférieur comporte des blocs de cuirasse à faciès intermédiaire dépassant 30 cm de dimension principale.

Carapace gravillonnaire. L'induration est discontinue, d'intensité variable, correspondant à la décomposition d'un niveau induré initialement plus homogène. A la base des plaquettes schisteuses ferruginisées proviennent du démantèlement après fauchage de petits bancs résistants du substratum.

Argile tachetée, d'épaisseur variable selon la compacité des schistes sous-jacents qui montent plus ou moins haut dans le profil en conservant leur structure.

Schiste altéré en place.

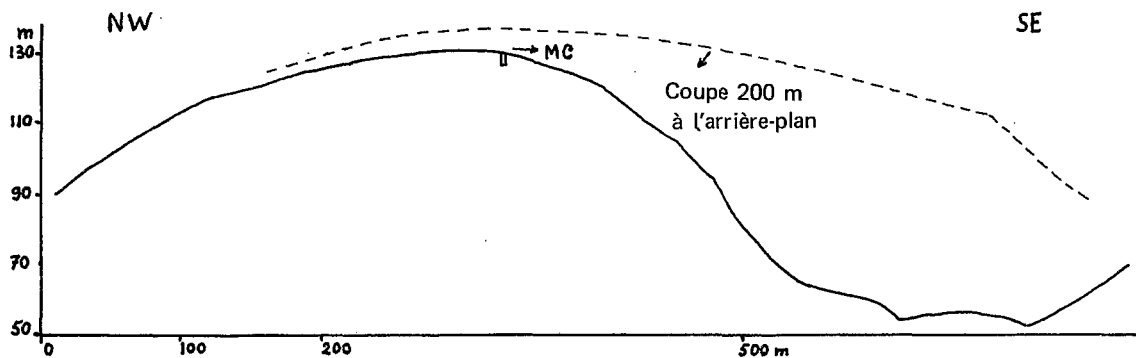
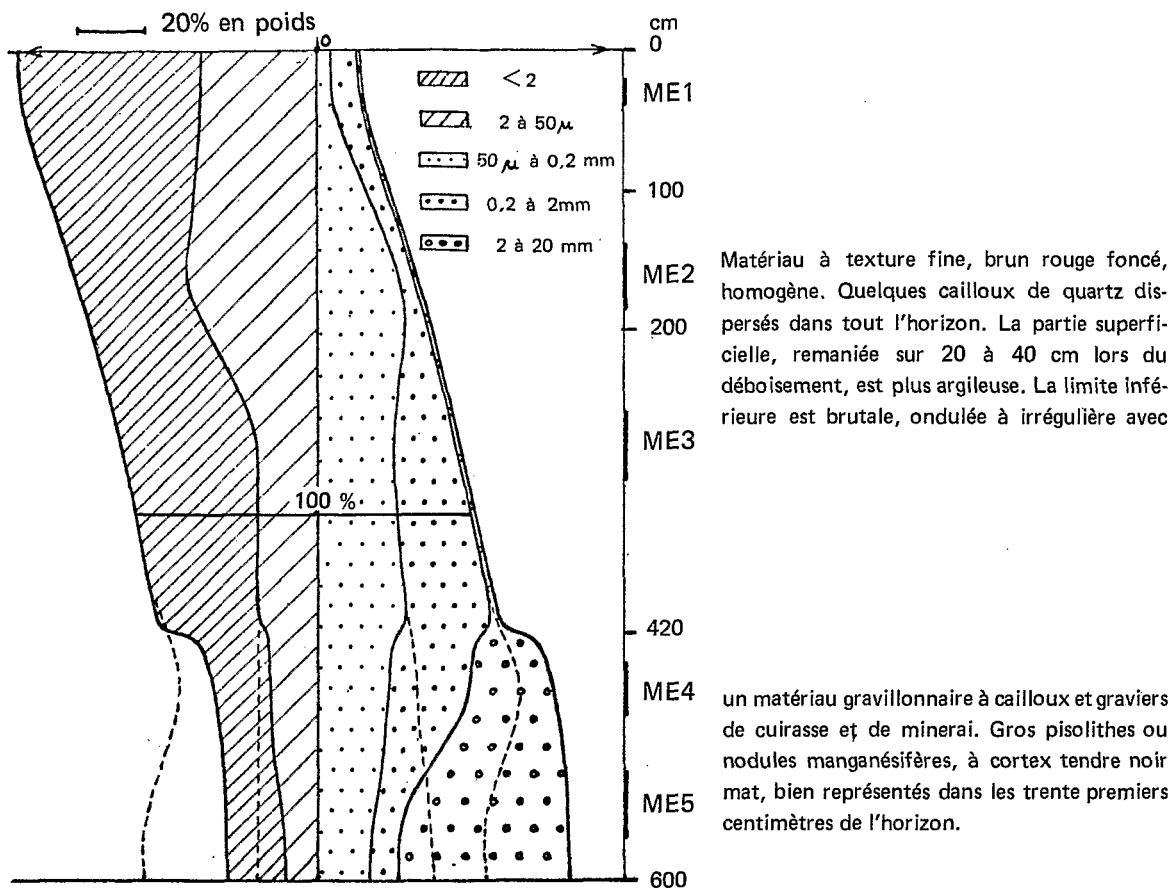


FIG. 30. — Mokta. Carrière C-ouest. Profil MC.



Répartition granulométrique de la terre inférieure à 20 mm

Limons et argiles ont été portés en abscisses négatives, sables et graviers en abscisses positives, pour bien mettre en évidence la variation progressive de la taille des constituants. Les traits discontinus correspondent à la répartition granulométrique de la seule fraction fine inférieure à 2 mm.

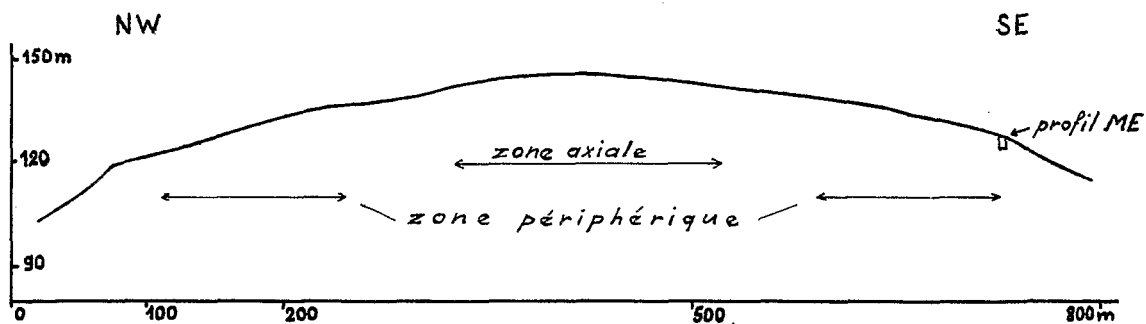
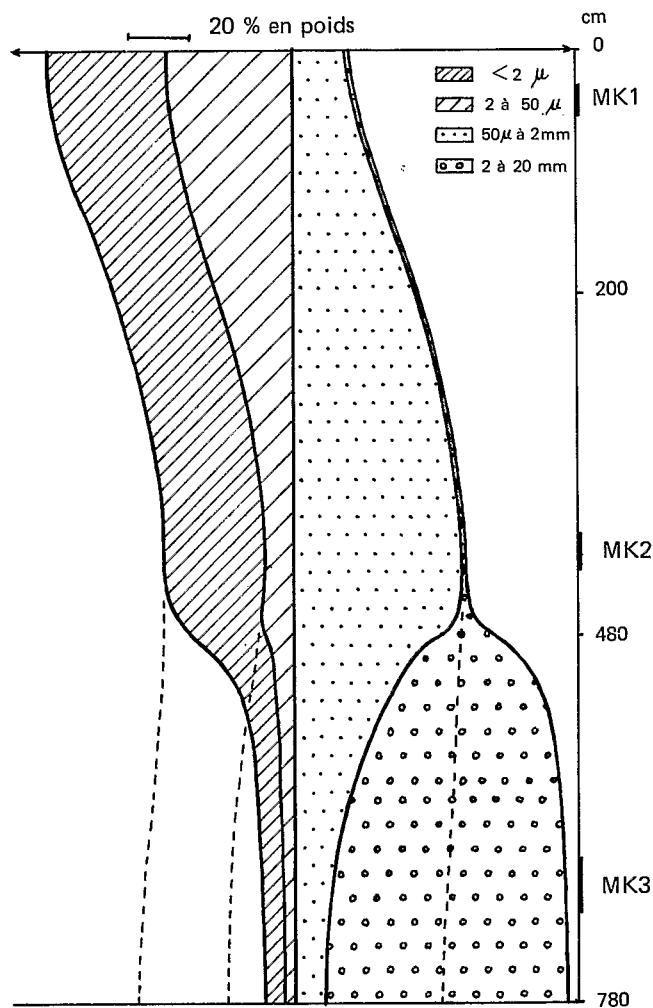


FIG. 31. — Mokta. Carrière E-est. Profil ME.



Matériau à texture fine, avec de rares cailloux de quartz, brun rouge dans les deux mètres supérieurs puis passant progressivement à un horizon tacheté, taches blanches à ocre clair sur fond rouge. La densité et la netteté des taches diminuent vers la base de l'horizon. La limite inférieure est distincte et ondulée avec

un matériau gravillonnaire comportant des blocs de cuirasse intermédiaire, des cailloux de minéral et des nodules manganésifères concrétionnés à cortex noir mat. La partie inférieure de l'horizon présente une macroporosité importante, les éléments grossiers étant jointifs avec peu de terre fine dans les interstices.

Répartition granulométrique
(voir fig. 31)

A l'amont l'épaisseur de ce profil diminue. A la base apparaît une carapace ferrugineuse vacuolaire remaniant des blocs de cuirasse intermédiaire et des rognons de minéral.

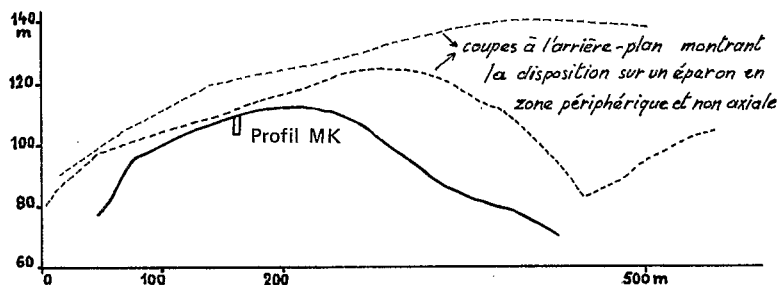


FIG. 32. — Mokta. Carrière K. Profil MK.

importante de l'horizon gravillonnaire, ce qui correspond au lessivage d'une grande partie de la terre fine. L'horizon gravillonnaire est en effet une zone de circulation préférentielle des eaux. Le lessivage du profil MK a été facilité par la disposition en éperon de la carrière K, contournée par une entaille profonde qui a évidé la zone axiale de la chaîne (fig. 32).

En définitive, si l'on ne tient pas compte de l'intervention du concrétionnement et du lessivage, qui augmentent le contraste granulométrique entre l'horizon inférieur gravillonnaire et l'horizon supérieur, les profils de la périphérie de la zone sommitale de la chaîne de Mokta se présentent comme des accumulations de matériaux de plus en plus fins : à la base des graviers (auxquels il faut ajouter les cailloux et blocs non considérés dans l'étude granulométrique) associés à une proportion croissante de terre fine ; puis cette terre fine seule, d'abord sans variation de sa composition granulométrique, s'enrichissant ensuite en limon et finalement en argile, au détriment des sables.

2 L'ÉVOLUTION POST-INTERMÉDIAIRE DES CUIRASSES SOMMITALES.

L'évolution différente sur le massif de Dahiri et sur la chaîne de Mokta est en relation avec la nature du substratum. Sur le massif, formé de roches basiques (dolérites et tufs), la cuirasse représente l'élément principal de résistance du profil épais qui sépare la surface topographique de la roche saine. Elle fait l'objet d'un processus de tout ou rien : les zones dont le démantèlement était assez avancé ont été ravinées ainsi que les horizons sous-jacents. Le profil cuirassé a disparu et les vallées se sont encaissées jusqu'à la roche saine. Ces vallées isolent des plateaux-témoins, dont la superficie est de l'ordre du km². Sur la chaîne de Mokta, formée de schistes et quartzites manganésifères, la cuirasse a moins bien résisté au démantèlement sur place sous l'effet de l'altération, mais beaucoup mieux à la dissection. En effet l'armature des bancs manganésifères, dont la solidité se maintient ou même s'accroît dans les niveaux altérés où ils sont oxydés, a ralenti la progression vers l'amont des têtes de marigots. L'absence d'incision linéaire a permis le maintien sur place des éléments grossiers de cuirasse et de minerai. Une ablation superficielle et le lessivage des profils les plus élevés, accompagnés de mouvements de reptation, ont toutefois provoqué des remaniements importants et une nouvelle distribution des éléments fins (voir paragraphe précédent).

Le phénomène observé au sommet de la chaîne de Mokta rappelle l'inversion du profil envisagée par RUHE (1959), pour expliquer l'origine des nappes de gravats (ou stone-lines) surmontées de recouvrements épais à texture fine. SÉGALEN (1969) présente cette inversion du profil comme un mécanisme important du démantèlement des cuirasses, à partir du recul d'un rebord. Pour lui, le moteur est une « érosion déclenchée par un abaissement du niveau de base », à climat approximativement constant. L'action est localisée au rebord qui sépare une ancienne cuirasse d'une surface en cours d'extension en contrebas. Le mécanisme en jeu est une ablation de l'ensemble du profil et un classement des débris selon leur taille, à des distances plus ou moins grandes de ce rebord. A un instant donné, toutes les étapes du processus sont observables et, de part et d'autre du rebord, on passe de sols conservant le profil complet de la cuirasse ancienne, à des sols tronqués, d'abord recouverts de blocs et de cailloux, puis de blocs de cailloux et de matériaux sableux, puis de blocs de cailloux de matériaux sableux et de matériaux argileux.

Dans le cas de Mokta, une autre interprétation de l'inversion du profil est préférable (fig 34). Le moteur serait une variation du climat, d'un climat sec à un climat humide, sans qu'une modification du niveau de base soit nécessaire. L'action n'est pas localisée et consiste dans le passage progressif d'un plateau cuirassé à une croupe à sols gravillonnaires. Le mécanisme en jeu évolue avec le temps, au fur et à mesure que le filtre de la végétation se fait plus dense. Il passe d'un démantèlement de la cuirasse accompagné d'une élimination assez complète des éléments fins, à une action de plus en plus ménagée. Au cours de celle-ci, la migration en surface est associée à un colluvionnement en contrebas des éléments, de plus en plus fins, mis en mouvement. Les différents types de remaniement des sols en milieu forestier (action de la végétation, de la faune du sol, mouvements de reptation) et le lessivage oblique, contribuent à la fourniture de nouveaux éléments fins déplacés

sur les versants, tant que la couverture meuble n'est pas trop épaisse. En particulier la zone sommitale où le niveau de blocs et de gravillons de cuirasse affleure, fonctionne longtemps comme fournisseur de tels matériaux et diminue d'altitude sans que l'ordonnance des matériaux grossiers résiduels sur les horizons d'altération soit modifiée de façon notable. Simplement, si les terrains concernés contiennent des matériaux résistants (filons de quartz, minéral de manganèse oxydé), ces derniers s'accumulent à côté des débris de la cuirasse ancienne. Le phénomène se poursuit jusqu'à l'obtention d'une croupe convexe, sans rupture de pente, sans inflexion des versants. Il est probable que cette croupe évolue encore lentement à l'heure actuelle, par une migration complexe d'éléments fins jusqu'aux marigots, où les remontées verticales, les migrations latérales dans l'épaisseur des horizons, le brassage de la partie supérieure du sol et les déplacements en surface sous la litière de la forêt ont tous leur place.

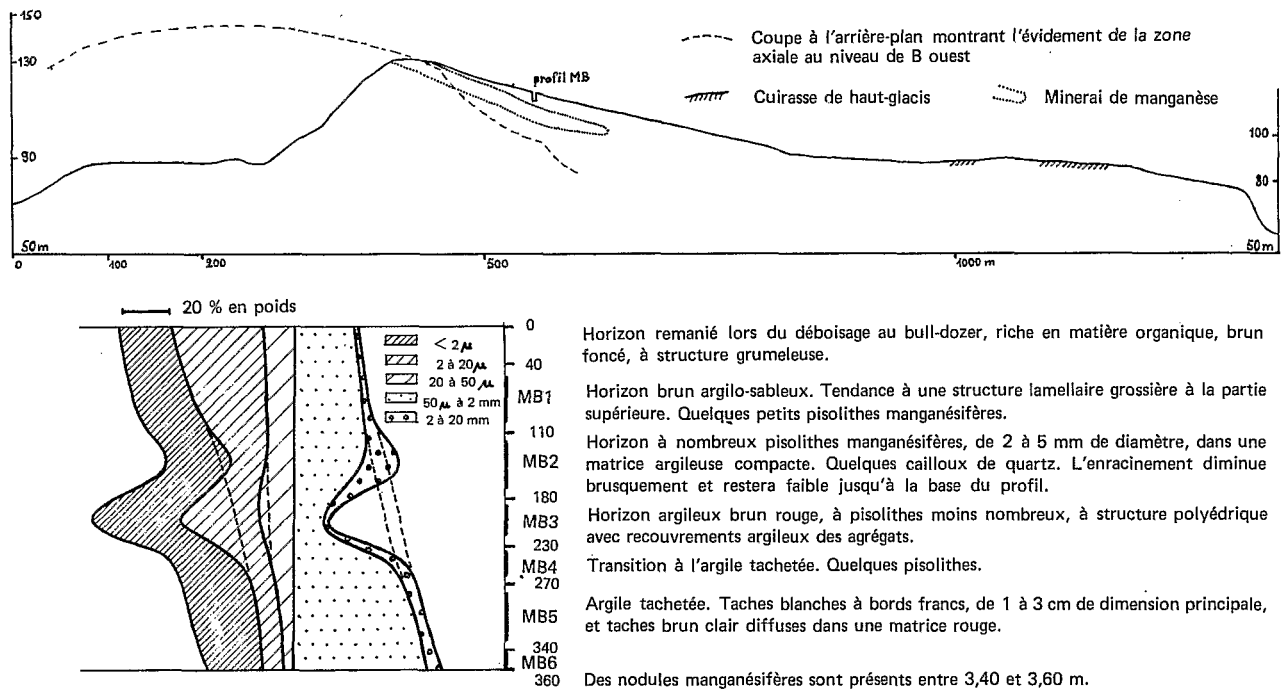


FIG. 33. — Mokta. Carrière B ouest. Profil MB. Répartition granulométrique de la terre inférieure à 20 mm. Trait discontinu : répartition initiale avant la différenciation du profil par la pédogenèse.

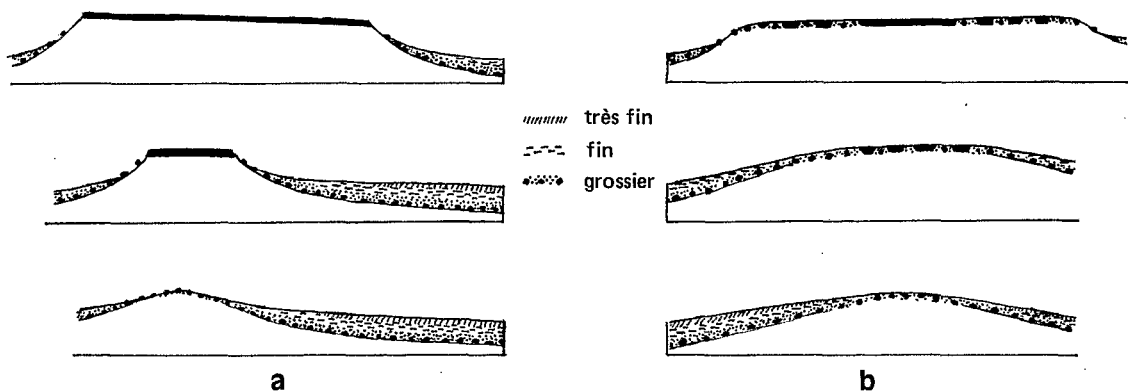


FIG. 34. — Passage d'un plateau cuirassé à une croupe gravillonnaire.
a) Dans l'hypothèse d'un climat constant ; b) Dans le cadre de l'évolution vers des climats très humides.

A Mokta, la distance qui sépare les zones périphériques de la zone axiale est faible. De plus l'accumulation d'argile au sommet de la couverture meuble des profils n'est pas propre aux profils les plus éloignés de la zone axiale. Par ailleurs les pentes des zones périphériques atteignent 10 à 15 % (fig. 33), et la forme générale est convexe. Ces arguments plaident en faveur de conditions de colluvionnement qui se modifient dans le temps et non dans l'espace. Ils s'accordent mieux avec le façonnement d'une colline sous végétation dense qu'avec la progression d'un front d'entaille vers l'amont.

3 FAÇONNEMENT DES VERSANTS ET DES PIÉMONT.

Dans la région de Mokta, où les climats humides ont été dominants, le type particulier de remaniement qui mène à la constitution des horizons gravillonnaires et des accumulations de matériaux fins, est le principal responsable de l'évolution du sommet de la chaîne depuis le cuirassement intermédiaire. Mais les quelques incisions qui ont atteint ou évidé la zone axiale, en conservant un flanc de la chaîne avec des sols remaniés à couverture argilo-sableuse (carrière B ouest, carrière K), montrent que pour l'essentiel la forme générale de la colline et les caractères des profils de la zone sommitale étaient acquis avant le façonnement des pentes raides qui joignent cette zone sommitale à la plaine. Les pentes raides, les diverses incisions des flancs de la chaîne, et les piémonts à pente faible qui assurent localement la transition aux zones basses, témoignent des interventions de climats à pluviométrie concentrée, accompagnées d'un approfondissement des vallées. Ces interventions ont toutefois été trop brèves pour oblitérer les marques de l'évolution antérieure des zones sommitales et pour empêcher cette évolution de reprendre ultérieurement son cours.

Le modelé de dissection comporte deux types de formes de relief. Les unes, généralement plus abruptes, rejoignent directement le réseau hydrographique actuel, descendant en-dessous de 60 m d'altitude dès le pied de la chaîne de Mokta (ou dès le pied des plateaux du massif de Dahiri). Les autres sont, soit des alvéoles à fond plat, soit des ravins qui rejoignent des marigots possédant la particularité de comporter un bief élevé, séparé du cours inférieur par une pente forte. Fonds d'alvéoles et biefs élevés ont une altitude constante, 80-90 m. Ils correspondent à une première étape de l'abaissement du niveau de base, en relation avec la formation des piémonts à pente faible cités précédemment. Ces derniers sont des glacis mal individualisés dont l'extension de l'amont vers l'aval atteint rarement un kilomètre. Ils sont localement cuirassés. C'est le cas en contrebas de la carrière B ouest (fig 33). La cuirasse d'induration moyenne, est ferrugineuse à structure vacuolaire, avec une partie superficielle de 20 à 30 cm manganésifère, où la structure devient pisolithique. A l'aval, vers 70 à 80 m d'altitude, le glacis est limité par un rebord en pente forte. Il domine d'une vingtaine de mètres un bas-fond où s'inscrit le lit d'un marigot. Sa situation morphologique et la nature de sa cuirasse en font un haut-glacis. Les incisions du premier type, la rupture de pente du cours des marigots à bief élevé (qui représente un stade embryonnaire des précédentes) et les rebords des hauts-glacis correspondent à une seconde étape de dissection et d'abaissement du niveau de base. Cette seconde étape peut être considérée comme contemporaine du façonnement du Moyen-glacis dans les régions plus septentrionales. Ici elle ne crée pas d'aplanissements. Mais des carapaces localisées au sommet des berges de certains marigots encaissés de 4 à 5 m lui sont associées.

4 LES ÉTAPES SUCCESSIVES DE L'ÉVOLUTION POST-INTERMÉDIAIRE.

En définitive l'évolution du relief à partir de la période du cuirassement intermédiaire peut être retracée rapidement :

- Après un démantèlement partiel, la cuirasse intermédiaire est réduite à des plateaux-témoins, dont un plateau sur la chaîne de Mokta et un plateau (ou quelques plateaux) sur le massif de Dahiri. Le climat dominant est un climat tropical sec. Le niveau de base est porté vers 100-110 m.
- Le retour progressif vers un climat plus humide qui s'installe pour une longue période provoque l'adoucissement des rebords des plateaux et le fractionnement de la cuirasse, poussé sur la chaîne

de Mokta, jusqu'à la constitution d'un horizon gravillonnaire surmonté, dans les parties moyennes et inférieures des pentes, d'horizons argilo-sableux.

Au cours d'une nouvelle période où le climat est vraisemblablement plus contrasté, une série d'incisions isolent les plateaux du massif de Dahiri dans leur configuration actuelle. A Mokta, quelques-unes seulement dépassent l'axe de la chaîne, protégée par les bancs sub-verticaux de minéral de manganèse. Puis la sécheresse s'accroissant, des glacis de piémont d'extension limitée sont façonnés, dont l'aval se situe vers 70 m d'altitude. Ce sont les hauts-glacis. Ils se cuirassent et c'est sans doute conjointement que se forment les carapaces ferrugineuses dont la présence a été notée à la base des niveaux gravillonnaires de la zone sommitale.

- Les climats humides et la morphogénèse de milieu forestier redeviennent dominants et le restent jusqu'à la période contemporaine. Ils sont interrompus toutefois par une courte période de dissection (période du Moyen-glacis) qui crée de nouvelles incisions ou rajeunit les anciennes, et qui provoque la formation du rebord aval du Haut-glacis. Le niveau de base est porté à 50-60 m d'altitude.
- Aujourd'hui les marques des incisions successives commencent à s'effacer, mais restent bien reconnaissables sous la forêt dense.

5 CONCLUSION.

Le massif de Dahiri et la chaîne de Mokta offrent une occasion unique d'observer l'évolution des aplanissements cuirassés intermédiaires au cours de la longue période qui précède la mise en place des hauts-glacis. D'ordinaire, ces aplanissements ne sont conservés que là où des cuirasses ont bien résisté, notamment sur les massifs de roches volcaniques. A la surface des plateaux, ils nous apparaissent alors dans un état proche de leur état initial. Leurs rebords escarpés et la présence à leurs pieds des hauts-glacis pourrait laisser croire qu'il n'y a pas eu de hiatus entre la formation des aplanissements successifs. Sur la chaîne de Mokta au contraire, grâce à l'armature des bancs manganeux qui a limité la dissection, nous apercevons ce que pouvait être le stade d'évolution atteint par une cuirasse intermédiaire, avant le façonnement du Haut-glacis : plus de rebords, plus de dalles, mais une croupe convexe rejoignant en continuité des bas-fonds. Pourtant la cuirasse est toujours là. Mais elle est réduite en gravillons, cailloux et blocs, affaissée de 20 à 40 m, localement recouverte de 5 m de matériaux fins. Lorsqu'a débuté la formation du Haut-glacis, ce stade de démantèlement avancé correspondait vraisemblablement à l'état le plus fréquent des cuirasses intermédiaires. Quelques zones privilégiées ne l'avaient pas atteint, qui ont été le plus souvent les seules à ne pas disparaître au cours de la nouvelle période d'aplanissement.

III RÉGION DE NSUTA

(fig. 35 et 36, photos pl. VI)

Une mission brève au sud du Ghana, dont l'itinéraire était imposé par la visite de diverses exploitations minières (BOULANGÉ et GRANDIN, 1970) a permis de reconnaître les trois surfaces cuirassées principales. Il n'a pas été possible de concentrer les observations dans une région restreinte. Ainsi, bien que les cartes topographiques (notamment Tarkwa NW au 1/62 500) laissent présumer l'existence de ces surfaces dans l'environnement proche du gisement de manganèse de

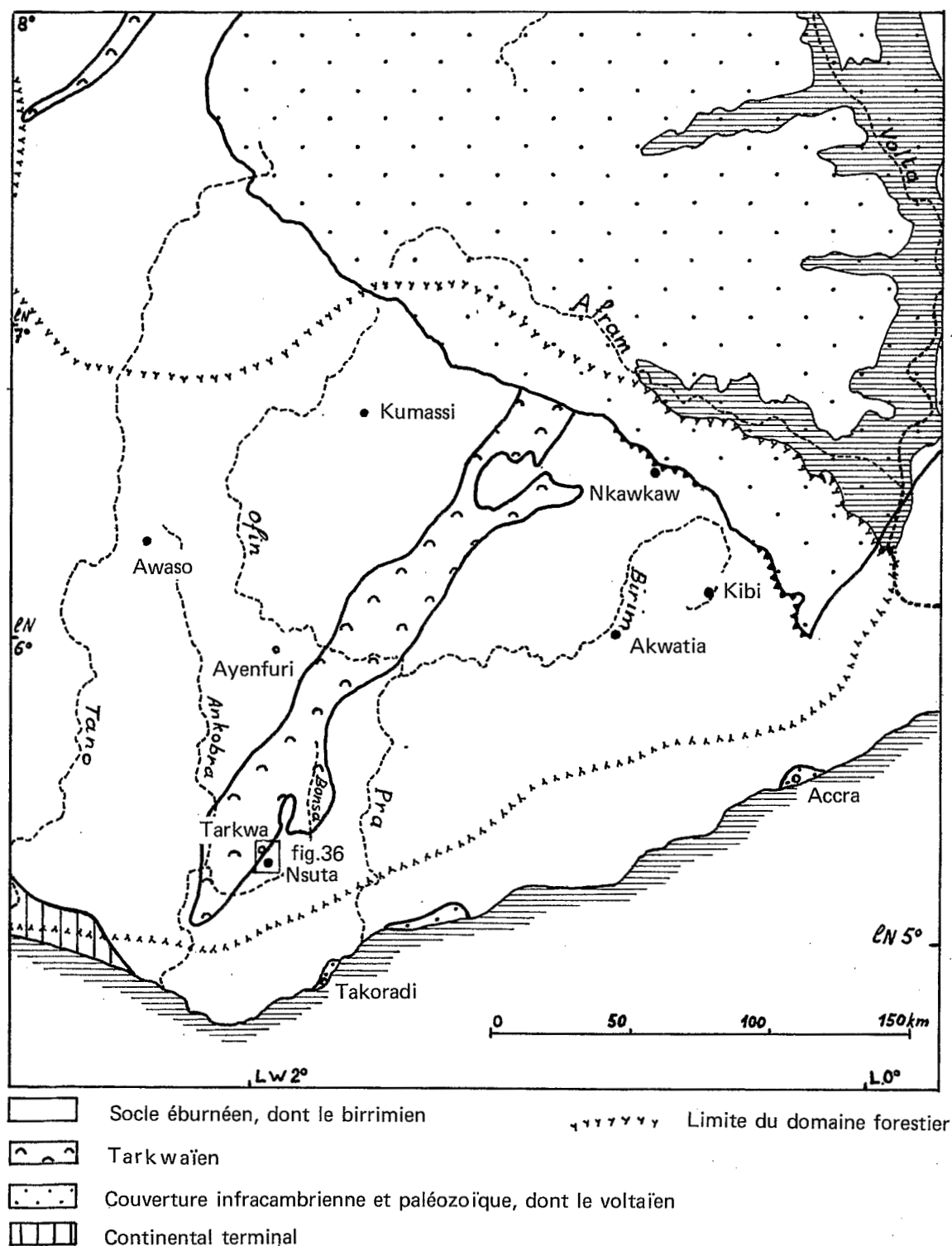


FIG. 35. — Ghana méridional.

Nsuta, les paysages et les profils décrits sont situés à des distances de ce gisement atteignant jusqu'à 200 km. Ils restent toutefois dans le domaine forestier, entre les latitudes 5° 15' et 6° 45' (fig. 35).

a La surface bauxitique.

La surface bauxitique forme les points culminants régionaux. Elle subsiste en larges plateaux sur le complexe volcano-sédimentaire birrimien, vers 500 m d'altitude à Awaso, et vers 750 m d'altitude à Kibi, situé 200 km plus à l'est.

1 AWASO.

A Awaso, la cuirasse, très alumineuse, est exploitée au rythme de 350 000 tonnes par an de bauxite à plus de 50 % d'alumine. Son épaisseur atteint 15 à 20 m et les schistes sous-jacents sont entièrement kaolinisés sur plusieurs dizaines de mètres. Les profils des carrières permettent de distinguer deux horizons séparés par un contact irrégulier (photo VI D). L'horizon inférieur conserve la structure litée des schistes mais leur pendage fort et régulier est déformé par fauchage, plissement et fracturation. La conservation de la structure suppose un apport d'alumine, compensant la perte de la quasi-totalité de la silice. Cette compensation est toutefois partielle : les déformations impliquent des phénomènes d'affaissement, de tassement sur place. Dans l'horizon supérieur les structures de la roche sont absentes. La cuirasse est massive ou pisolithique, de couleur claire, fracturée à grandes mailles ou constituée d'une juxtaposition de gros blocs de forme plus ou moins arrondie. Les faces de ces blocs présentent souvent des vermicules jaunes et brunes avec des concrétions de goethite, rappelant les ferruginisations selon le faciès intermédiaire observées en Côte d'Ivoire. La cuirasse est surmontée d'une couverture meuble atteignant 3 m d'épaisseur qui permet l'existence sur les plateaux d'une forêt dense semblable à celle des pentes. Argilo-sableuse, comportant quelques rares cailloux de quartz anguleux dispersés sur toute son épaisseur, cette couverture a subi une différenciation pédologique avec la constitution d'un horizon d'accumulation d'argile et d'un horizon inférieur tacheté dont la base peut être indurée en carapace ferrugineuse (photo VI E). Le contact de l'horizon tacheté et de la cuirasse bauxitique sous-jacente est souligné par une nappe d'éléments grossiers, cailloux de quartz et de bauxite. Les matériaux tachetés pénètrent dans les fractures de la cuirasse, entre les gros blocs, jusqu'à plusieurs mètres de profondeur.

2 KIBI.

A Kibi, sur les schistes et les roches vertes du birrimien, des travaux de prospection ont localisé 90 millions de tonnes de bauxite ferrugineuse à plus de 42 % d'alumine. Cette bauxite coiffe les plateaux de l'Atewa Range, d'altitude 750 m. Comme à Awaso, le sommet du profil est constitué d'une couverture argilo-sableuse reposant sur une nappe de débris remaniés de cuirasse bauxitique. Au nord de Kibi, la cuirasse bauxitique est présente sur les grès à passées argileuses du Voltaïen. Ceux-ci sont limités par un grand escarpement, qui se prolonge sur une centaine de kilomètres du nord-ouest au sud-est et dont la hauteur atteint 300 m. Près de Nkawkaw par exemple, au Mont Ejuanema, la cuirasse bauxitique forme le sommet de cet escarpement, à l'altitude 800 m (photo VI A).

Ainsi la surface bauxitique est présente sur le Voltaïen et sur le Birrimien à des altitudes voisines. A l'époque de sa mise en place, c'est-à-dire au début du Tertiaire, il n'y avait donc pas de rebord escarpé des grès voltaïens. L'escarpement est apparu avec la mise en relief des cuirasses bauxitiques, qui précède la mise en place des cuirasses intermédiaires : dans les régions précédemment étudiées, nous avons vu que le réseau hydrographique, d'une période d'aplanissement à l'autre, s'est enfoncé de 150, 200 ou 250 m. Sous réserve que la région Kibi-Nkawkaw ait subi une évolution

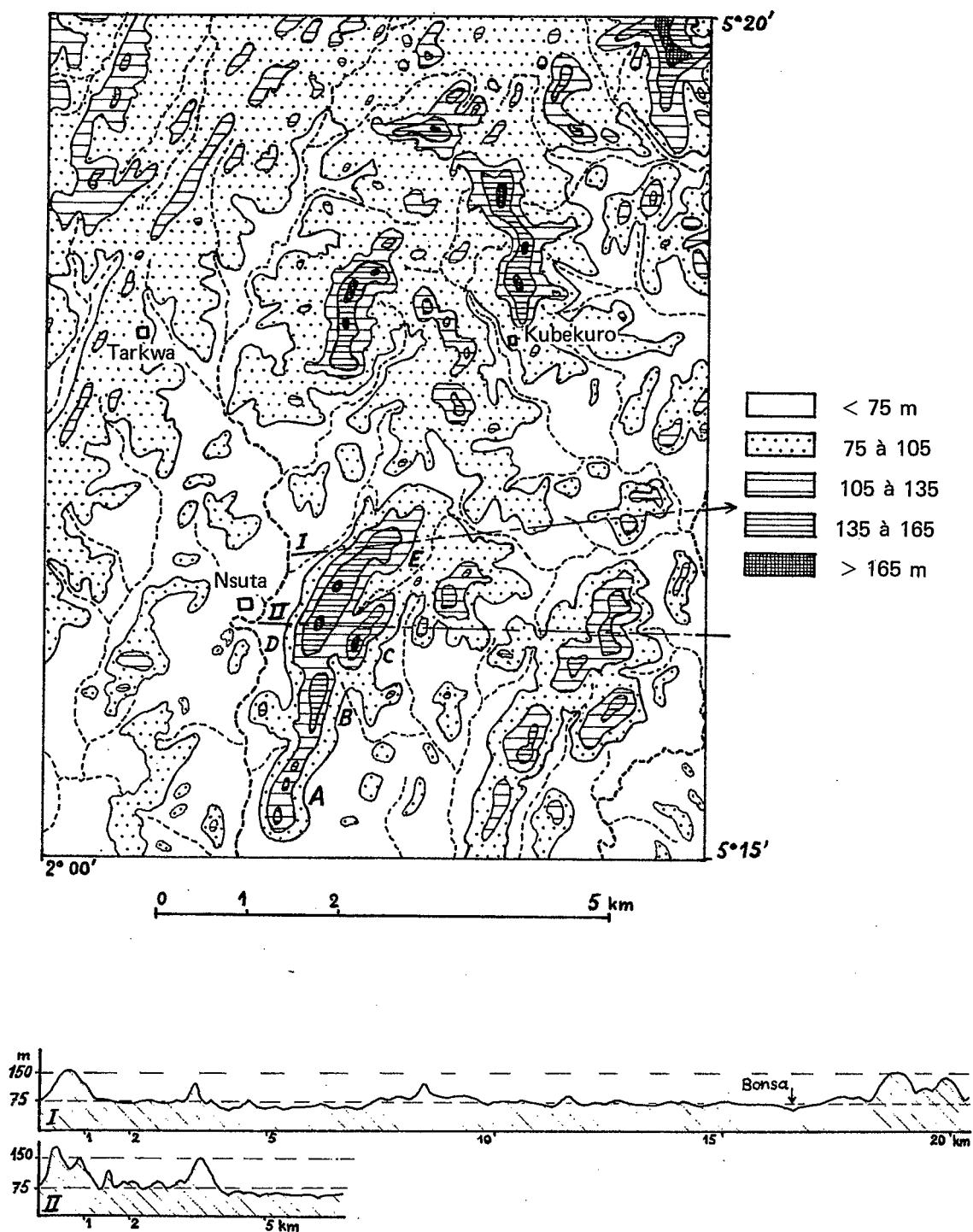


FIG. 36. — Région de Nsuta. Relief. (d'après la carte topographique à 1/62500 Tarkwa NE, feuille 23, publ. survey of Ghana). Coupes montrant les reliefs résiduels (150-180 m) dominant le bas-pays (60-80 m).

comparable, nous avons là l'exemple d'un escarpement qui recule depuis plus de 3 millions d'années, âge le plus récent avancé pour les aplanissements intermédiaires (BOULANGÉ et ESCHENBRENNER, 1971), peut-être depuis 20 millions d'années si la dissection de la surface bauxitique était entamée au début du Néogène. Or la distance entre les cuirasses de l'Atewa Range et l'escarpement actuel des grès est d'à peine 20 km. Le recul de l'escarpement ne dépasse donc pas un à quelques kilomètres par millions d'années. Si l'on tient compte du fait que la dissection est certainement plus rapide sur les schistes et les roches vertes du Birrimien que sur les grès du Voltaïen, c'est-à-dire du fait que l'incision initiale était certainement plus proche que l'abrupt actuel des grès que du rebord nord-est des cuirasses de Kibi, c'est une distance inférieure à 10 km qu'il faut prendre en compte.

L'appréciation de la vitesse de recul de l'escarpement n'a de valeur que si l'on est assuré de la présence de cuirasses intermédiaires entre les témoins bauxitiques sur les grès et sur le volcano-sédimentaire, en tout cas de la présence d'une incision profonde à l'époque intermédiaire. C'est bien le cas. En effet, des lambeaux de cuirasse intermédiaire subsistent sur les flancs des plateaux de Kibi. D'autres pourraient être recherchés sur des reliefs à sommet plat, d'altitude moyenne, visibles depuis la route Kibi-Nkawkaw. Hunter (1959) note d'ailleurs l'existence d'une « Lower Kibi Terrace » (280 m), incisée d'une dizaine de mètres, d'une « Upper Kibi Terrace » ou « Upper Kibi Surface » (310 m) ainsi que de « benches » sur les pentes qui rejoignent la surface sommitale de l'Atewa Range. Il écrit : « On some of these benches a capping of coarse, gravelly, ferruginous concretions (duricrust or ferricrete) may be seen in places ». Cette description s'accorde avec l'existence, dans la région de Kibi, d'une séquence comportant le Moyen-glacis, le Haut-glacis, le système d'aplanissements intermédiaire et la surface bauxitique. Cette séquence est décrite en bordure de la vallée du Birrim. Or ce fleuve passe entre l'Atewa Range et les plateaux de grès. Hunter explique son tracé en boucle par « a progressive headward advance of a headward stream » et non par une capture. Cela revient à affirmer que la partie de la vallée située dans la zone la plus étroite entre l'Atewa Range et les plateaux de grès a été creusée avant la partie de la vallée proche de Kibi, puisque la première est en aval de la seconde. Il est donc certain que la séparation des cuirasses bauxitiques de l'Atewa Range et des cuirasses bauxitiques des plateaux de grès a eu lieu avant la formation des aplanissements intermédiaires.

b Le système d'aplanissements intermédiaire.

Dans de vastes régions, le système d'aplanissements intermédiaire n'a pas laissé de témoins. Seuls subsistent des débris de sa cuirasse. Ces débris sont remaniés dans le Haut-glacis et les niveaux gravillonnaires dérivés, comme au nord-ouest de Koumassi ; ou bien, ils sont répandus au pied de collines décapées comme en bordure de la route Ayenful-Tarkwa.

Dans quelques endroits, toutefois, les aplanissements intermédiaires apparaissent encore comme des éléments importants du modelé. C'est le cas dans les environs du gisement de Nsuta (fig. 36). Le paysage comporte des reliefs résiduels aux flancs abrupts, dominant un bas-pays ondulé dont l'altitude est voisine de 80 m. Les vallées principales s'enfoncent à 50-60 m. Les reliefs résiduels, dont la densité diminue vers la vallée du fleuve Bonsa, à l'est, culminent à 160-180 m et conservent parfois des sommets aplanis. Un exemple est donné par la colline de Kubekuro, au nord de Nsuta. La zone sommitale est formée de deux petits plateaux à rebords francs, séparés par une crête étroite. Les plateaux portent des blocs de cuirasse atteignant 80 cm de dimension principale. Le faciès intermédiaire à concrétions de goëthite est représenté ainsi qu'un faciès massif, brun noir, à petites poches argileuses tendres jaunes ou blanches. Sur la crête étroite, de petits lambeaux de cuirasse moins indurée, vacuolaire, subsistent en place. De l'extrémité de la colline de Kubekuro, la vue porte, au nord-est, vers une colline d'altitude légèrement supérieure et de forme plus nettement tabulaire, qui pourrait correspondre à un témoin mieux conservé.

Les cinq collines du gisement de Nsuta, que les mineurs ont nommées, du sud au nord, A, B, C, D, E, ont (ou du moins avaient) des altitudes respectives de 140, 150, 170, 180 et 150 m. Éventrées par plus de cinquante années d'exploitation des lentilles sub-verticales de minerai de manganèse qui en forment l'armature, elles ne gardent de leur surface sommitale que quelques lambeaux étroits, décapés de leur horizon superficiel. Un de ces lambeaux, observé sur la colline D, montre des horizons gravillonnaires à débris de cuirasse ferrugineuse intermédiaire, mêlés à la base de cailloux de minerai et de plaquettes de schistes ferruginisés. Au sommet de la colline B, de tels horizons sont indurés en carapace ferrugineuse et s'éboulent en gros blocs sur les premiers gradins de la carrière. Une analogie étroite apparaît avec la partie inférieure des profils remaniés de la zone sommitale de la chaîne de Mokta. Mais les recouvrements fins, épais et homogènes, ne sont pas observés. Il n'a pas été possible de savoir s'ils existaient avant la mise en exploitation du gisement. C'est peu probable, car la partie sommitale des collines, beaucoup plus étroite qu'à Mokta, forme une crête qui était sensible à l'ablation naturelle avant de subir un décapage artificiel.

La partie supérieure et moyenne des pentes raides qui joignent la zone sommitale au pied des collines comporte des sols rouge sombre argilo-sableux, remaniant des débris de minerai. La transition au schiste altéré peut être soulignée par des nappes de gravats à dominance de quartz, ou se fait par l'intermédiaire d'horizons tachetés de quelques mètres d'épaisseur. Sur le flanc est de la colline B, la pente inférieure, en bordure de la route d'évacuation du minerai, présente un profil particulier (photo VI, B). Il s'agit d'un éboulis grossier à faible proportion de matrice fine rouge. La base, sur 3 m d'épaisseur, est constituée principalement de très gros blocs, dépassant 1 m de dimension moyenne et qui sont ici des blocs de minerai riche de manganèse, là des blocs de cuirasse ferrugineuse à faciès intermédiaire pseudo-gravillonnaire (ceci n'apparaît qu'en cassure ; les patines des différents blocs sont identiques). La partie supérieure, sur 2 m, comporte des éléments de taille plus réduite, à dominance de cailloux de minerai. De tels éboulis montrent que le démantèlement de certaines minéralisations manganésifères a débuté alors que la cuirasse intermédiaire était encore localement en place sur le gisement.

L'indépendance géochimique de la cuirasse intermédiaire, uniquement ferrugineuse malgré le contexte fortement manganésifère, est soulignée par la juxtaposition des blocs dans l'éboulis. Toutefois certains blocs de cuirasse s'entourent d'un cortex noir violacé manganésifère de l'ordre d'un centimètre d'épaisseur pouvant former de brèves digitations vers l'intérieur du bloc : une épigénie superficielle a lieu dans l'éboulis mixte. La séparation fer manganèse serait donc le propre de la période du cuirassement intermédiaire.

c Le Haut-glacis.

Le Haut-glacis n'a été observé nulle part en larges unités cuirassées, raccordées aux reliefs.

Dans la région de Koumassi, il est démantelé et incisé par un réseau hydrographique très ramifié. Il existe localement sous forme de plateaux cuirassés, comme en bordure de la vallée de l'Ofin près du barrage d'alimentation en eau de Koumassi, au village d'Anumanye ou à l'entrée de Suami. Ceci permet de reconstituer approximativement la surface originelle des glacis, dont l'altitude oscillait entre 250 et 300 m. Le plus souvent, il est réduit à l'état de croupes, coiffées d'un matériau gravillonnaire à matrice argileuse rouge. Ce matériau repose sur une altérite ferrallitique plus ou moins profondément tronquée. La séquence géomorphologique locale débute avec ces formes résiduelles du Haut-glacis. Les seuls reliefs qui les dominent sont les dômes granitiques de Barakese, à 25 km au N-NW de Koumassi. Si quelques débris de cuirasse intermédiaire sont rencontrés dans les niveaux gravillonnaires, aucun témoin des surfaces anciennes ne subsiste.

Dans la région diamantifère d'Akwatia, le Haut-glacis ne se manifeste que par des épandages de gravillons mêlés de galets d'une haute terrasse, au sommet des interfluves à pente faible qui s'élèvent à environ 40 m au-dessus de la vallée du Birrim.

A Nsuta même, le Haut-glacis n'apparaît pas. Toutefois, quelques lambeaux de formes planes, conservés au pied de la colline de Kubekuro, pourraient peut-être lui être attribués.

d Conclusion.

Jusqu'à 500 km à l'est des régions ivoiriennes du Blafo-Guêto et de Mokta, les mêmes surfaces cuirassées marquent les grandes étapes de la morphogénèse.

1 FORMATION DES BAUXITES.

L'altitude de la surface bauxitique augmente vers l'est, atteignant 750 à 800 m à Kibi et Nkawkaw. En plus des ferruginisations de la partie supérieure des cuirasses bauxitiques, des recouvrements meubles témoignent de la poursuite d'une évolution, superposant, sur la topographie ancienne des vieux plateaux, les phénomènes ailleurs étagés dans un paysage rajeuni entre chaque phase de cuirassement. BRÜCKNER (1957), le premier à s'intéresser de près aux profils d'Awaso, a mis ce fait clairement en évidence, donnant à des « variations cycliques du climat » le rôle moteur dans la formation des « latérites et bauxites ». Mais le détail chronologique de ses interprétations est aujourd'hui inacceptable. Il envisage en effet un premier cycle de bauxitisation, provoquant la cimentation d'un profil remanié, conjointement par le fer au sommet et l'alumine à la base, et un second cycle de bauxitisation quaternaire, responsable de la cuirasse à structure conservée et précédant l'altération kaolinique des schistes qui serait très récente. Or, sur les hauts-glacis, façonnés au Quaternaire ancien, on n'observe jamais de cuirasse bauxitique ni d'altération aussi profonde, même lorsqu'ils sont façonnés sur des roches identiques et qu'une forte dissection assure un bon drainage. L'idée de distinguer deux périodes de bauxitisation, et l'idée d'une bauxitisation à caractère absolu dans l'horizon remanié ne retiennent pas moins l'attention.

Une séquence d'événements différente peut être proposée, qui s'accorde mieux avec les interprétations de GRUBB (1970) pour les bauxites du nord de l'Australie et avec celles de VALETON (1967) pour les bauxites de la presqu'île indienne du Deccan (ces bauxites sont contemporaines de celles du Ghana et présentent des profils voisins). A la dimension de vastes régions, la formation des bauxites correspond à une accumulation relative puisqu'il y a, en définitive, perte des bases et concentration de l'aluminium par rapport à la silice et éventuellement par rapport au fer. Mais, à la dimension de l'interfluve, l'accumulation absolue serait bien dominante, avec perte sur les points hauts et accumulation dans les zones basses d'un paysage ondulé (VALETON, 1963). C'est d'abord un sol, constitué de colluvions fins rassemblés dans les bas-fonds d'une surface d'aplanissement en formation, qui serait induré, selon des faciès massifs ou pisolithiques, au-dessus d'un niveau hydrostatique stable pendant une longue période. A ce stade, les schistes, baignés dans la nappe, subiraient peu à peu une altération kaolinique profonde, homogène, conservant leur structure initiale. Puis, à la suite d'une reprise de l'incision linéaire accompagnée d'un abaissement du niveau de base, dont serait responsable une brève oscillation climatique, la bauxitisation atteindrait une frange exondée des schistes altérés. La transformation de la kaolinite en gibbsite, par accumulation relative, serait complétée par une importation d'alumine, provenant, au moins en partie, des cuirasses sus-jacentes, légèrement démantelées. Dès cette époque la cuirasse bauxitique comporterait donc deux horizons bien distincts : un horizon inférieur où la structure des schistes serait en grande partie conservée et un horizon supérieur, sans trace de structure de roche, ayant subi une fracturation à grande maille. La mise en place de la couverture meuble interviendrait au début de la période principale de dissection de la surface bauxitique. L'ablation, plus active au sommet des interfluvés moins bien cuirassés ou non cuirassés, provoquerait un colluvionnement dans les zones basses qui font ensuite l'objet de l'inversion de relief. Les ferruginisations seraient la conséquence d'un lessivage du fer de cette couverture meuble et de son piégeage au toit de la cuirasse bauxitique au cours de la période du

cuirassement intermédiaire. Les carapaces tachetées de la partie inférieure de la couverture seraient contemporaines du cuirassement du Haut-glacis. Un parallèle s'établit ainsi entre la formation des couvertures meubles d'Awaso ou de Kibi et celles de la chaîne de Mokta. Elles correspondraient à des phénomènes semblables intervenus dans un cas à la fin du cuirassement bauxitique, dans l'autre cas à la fin du cuirassement intermédiaire. Toutefois leur similitude extrême, notamment la présence très discrète mais inexpiquée de cailloux de quartz frais dans les unes et les autres, laisse la place à des interprétations qui voudraient en faire les résultats contemporains d'un phénomène unique.

Pour la formation de la cuirasse bauxitique elle-même, les événements successifs, intervenant dans cet ordre, correspondent aux événements envisagés dans la région du Blafo-Guéto, à partir de l'observation des rebords dédoublés de certains témoins. L'étagement dans l'espace serait ici remplacé par la superposition dans le profil. Mais des études plus détaillées pourraient éventuellement montrer que les deux types de phénomènes se retrouvent tant au Guéto ou au Diédka qu'à Awaso. En effet les observations ont jusqu'à présent principalement porté, à Awaso sur des profils de carrières et, dans la région du Blafo-Guéto sur des rebords de cuirasses non exploitées.

2 L'ÉVOLUTION POST-INTERMÉDIAIRE À NSUTA.

Les aplanissements intermédiaires déterminent l'altitude des sommets du gisement de manganèse de Nsuta, comme ils déterminaient celle, voisine, des sommets du gisement de Mokta. Le niveau de base actuel est le même dans les deux cas. Mais la dissection a été plus forte à Nsuta : le Haut-glacis est absent au pied du gisement, et la chaîne de Nsuta est tronçonnée en collines malgré la puissance supérieure de la minéralisation.

Ainsi, les formes de relief façonnées avant la période du Haut-glacis, à partir des cuirasses intermédiaires démantelées, sont réduites à d'étroits lambeaux. On n'observe pas, comme à Mokta, une zone sommitale à modelé convexe peu accusé avec, de part et d'autre des points les plus élevés, des pentes inférieures à 15 %. La plus forte dissection n'est pas seule en cause. La présence de très gros blocs de cuirasse intermédiaire, dans des éboulis de bas de pente, permet de penser que des zones résistantes de la cuirasse ne se sont démantelées que tardivement. Le modelé de la zone sommitale du gisement de Nsuta n'aurait donc pas été aussi uniforme que celui du gisement de Mokta. Différencié dès le début de l'évolution post-intermédiaire, il aurait d'abord représenté un compromis entre le modelé de la chaîne de Mokta et celui du massif de Dahiri. Puis une forte dissection récente aurait déblayé les derniers lambeaux de cuirasse intermédiaire en place, l'essentiel des sols gravillonnaires dérivés de ces cuirasses et les éventuelles accumulations de matériaux fins.

IV CONCLUSION : DU BLAFO-GUÉTO VERS LE SUD FORESTIER

La limite actuelle de la forêt ne correspond pas à une transition brutale entre des domaines géomorphologiques distincts. Vers le sud les nouveaux caractères du modelé apparaissent progressivement. Ils concernent d'abord les zones basses des paysages à l'aval des hauts-glacis, où les aplanissements sont absents. Puis la marque des hauts-glacis s'estompe, tant parce qu'ils étaient moins développés, que par l'effet d'une évolution qui déforme les surfaces planes et amortit les abrupts. Les cuirasses anciennes toutefois, bauxitiques et intermédiaires, gardent leur identité jusqu'à

la côte atlantique. L'indépendance des conditions de leur formation par rapport à la répartition actuelle des climats est évidente. Pour les cuirasses bauxitiques, l'évolution elle-même, menant aux témoins actuels, semble ne pas être marquée par le changement de milieu : mêmes plateaux dominant de haut les alentours, coiffés de cuirasses dont les dalles puissantes restent continues. Les cuirasses intermédiaires, pour leur part, apparaissent sous des aspects plus variés : plateaux encore bien individualisés dans le relief mais où les cuirasses sont fracturées en blocs, où les rebords s'affaissent ; chaînes de collines à sommets convexes, coiffées de manteaux gravillonnaires. Toutefois les formes dégradées ne sont pas spécifiques de la zone forestière actuelle. Les cuirasses fracturées, les rebords affaissés étaient rencontrés localement dans la région du Blafo-Guétó. Mais ici le développement moins large du Haut-glacis a évité la sélection opérée plus au nord. Des témoins malades subsistent à côté de quelques bien-portants. Ils permettent d'apprécier l'effet sur les cuirasses de périodes humides qui, à des époques anciennes, ont concerné de très vastes zones de l'Afrique de l'ouest.

D Les régions au nord du Blafo-Guéto

I LA RÉGION DE BONDOUKOU

(fig. 37 et 44, photos pl. VII)

L'extension de la forêt vers le nord, dans la Côte d'Ivoire orientale, fait de la région de Bondoukou une région de savane pré-forestière, au même titre que la région du Blafo-Guéto. La répartition des pluies au cours de l'année est la même à Bondoukou et à Toumodi (ville proche du Blafo-Guéto), avec seulement trois mois où la hauteur des précipitations est inférieure à 50 mm. Mais la pluviométrie moyenne annuelle est plus faible, 1170 mm à Bondoukou contre 1300 mm à Toumodi. Ceci correspond au fait que la proximité de la forêt ne tient pas qu'au climat mais tient aussi à la nature du socle : à partir de Dimbokro, sur 160 km vers le N-NE, la limite de la forêt avec la savane se superpose à la limite des schistes du « flysch » birrimien avec les granites éburnéens. Dans la région de Bondoukou, les galeries forestières sont moins fournies et, sur les collines coiffées de cuirasses anciennes, la forêt claire ou la savane boisée remplace les îlots ou les couronnes de forêt dense, caractéristiques de la région du Blafo-Guéto.

Les cuirasses de la région de Bondoukou et des régions voisines, depuis Agnibilékrou au sud, jusqu'à Diébougou 300 km au nord, ont été décrites (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970). Seules seront exposées, en faisant référence à l'article cité, les observations complétant ou modifiant les principales interprétations faites dans la région du Blafo-Guéto et dans les régions forestières.

a La surface bauxitique.

Les sommets tabulaires du massif de Bondoukou (photo VII A) appartiennent à la surface bauxitique, entre les altitudes 670 et 725 m (fig. 37). C'est, en Côte d'Ivoire, l'ensemble le plus remarquable de témoins de cette surface. Sa superficie, de l'ordre de 9 km², est voisine de celle des ensembles de Babokon ou de Bokasso. Mais les plateaux cuirassés sont dispersés dans un large espace, tout en n'étant jamais distants de plus de 4 km. Leur forme et leur étendue sont très variables. Le plus vaste, à l'ouest de Tiendi, dépasse 5 km de longueur et 4 km² de superficie. Enfin, les flancs de nombre de ces plateaux comportent de grands placages d'éboulis bauxitiques, pouvant descendre jusqu'à l'altitude de 550 m.

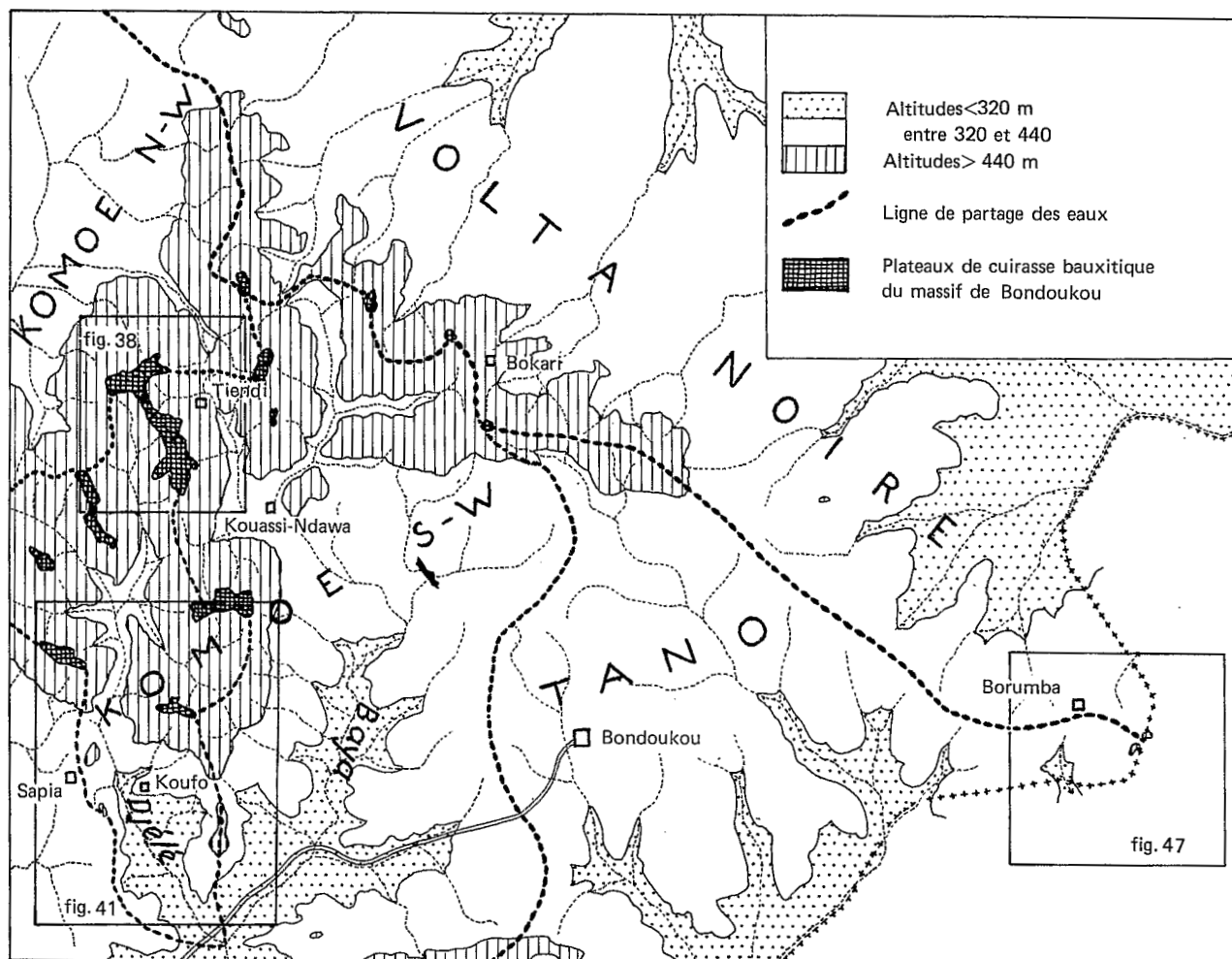


FIG. 37. — Région de Bondoukou.

1 ASPECT INITIAL DE LA SURFACE BAUXITIQUE.

La répartition des témoins, leurs digitations autour des amphithéâtres de dissection, l'extension des éboulis et la présence de lambeaux de cuirasse démantelée ou d'éboulis jusqu'à 2 km des témoins actuels ne laissent guère de place pour d'éventuels reliefs résiduels ayant pu dominer la surface bauxitique. Ils obligent à envisager l'extension pratiquement continue de celle-ci sur l'ensemble du massif, soit sur plus de 250 km². En reportant sur la carte géologique à 1/100 000 (SOULÉ DE LAFONT, 1956), les contours des cuirasses bauxitiques¹, on constate d'ailleurs que celles-ci recouvrent indifféremment les principaux types de roches du complexe volcano-sédimentaire, schistes tuffacés à niveaux manganésifères, métaandésites, amphibolites et schistes amphiboliques, métadolérites. Si quelques plateaux sont étirés selon la direction birrimienne, la plupart d'entre eux recoupent sous des angles quelconques les contacts géologiques et apparaissent comme le résultat d'une intense dissection.

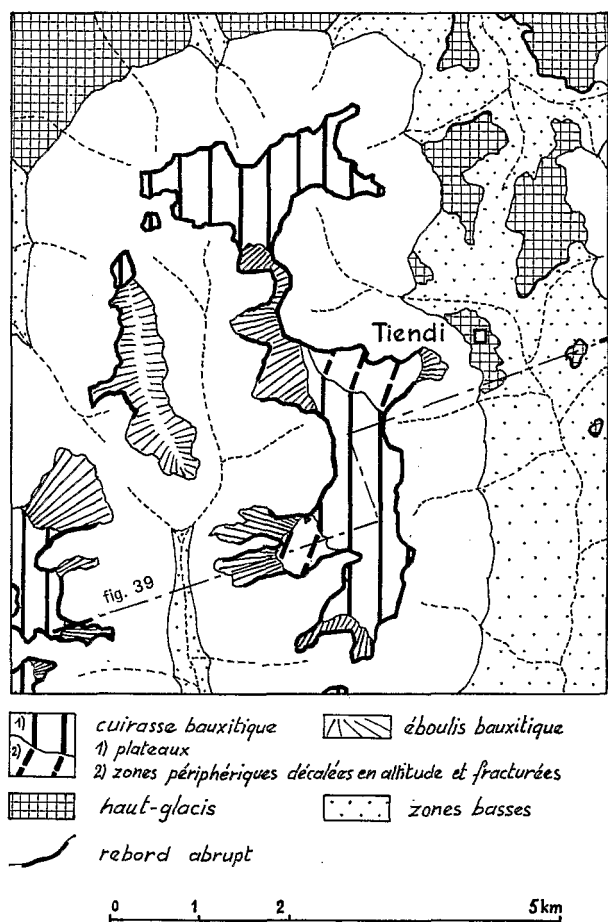
1. Report approximatif. En l'absence de documents topographiques utilisables à l'époque, SOULÉ DE LAFONT dut établir une planimétrie au compteur et à la boussole, nécessairement sommaire, les levés portant sur plus de 6000 km².

Les variations d'altitude d'un témoin à l'autre et d'un point à l'autre des témoins les plus étendus excluent une forme plane de la surface, tant à la dimension du massif entier qu'à celle de portions plus réduites. La surface est gauche, s'abaissant vers le sud et le nord-est. Elle est ondulée dans le détail. Les témoins au nord et au sud de Sipa montrent bien que l'absence de forme plane ne résulte pas de la mise en relief ; en effet, les points les plus hauts sont situés à proximité des rebords, et ceux-ci recoupent les vallonnements sous des angles quelconques.

2 PRINCIPALES ÉTAPES DE DISSECTION.

Le grand plateau de Tiendi comporte une digitation sud-ouest où l'altitude de la cuirasse s'abaisse brusquement, d'une quinzaine de mètres. A la périphérie de ce plateau, au centre et au sud, une rupture de pente délimite des portions de cuirasse plus ou moins disloquées en gros blocs et recimentées, avec une pente atteignant 7 % (4°). Comme les formes ondulées des plateaux, ces configurations de zones périphériques (fig. 38 et 39) ne peuvent pas être interprétées comme un affaissement progressif du rebord de la cuirasse au fur et à mesure de la mise en relief, se poursuivant à l'heure actuelle. La largeur des zones concernées, jusqu'à 600 m, qui peut être égale à la largeur du reste du plateau jusqu'au rebord opposé le plus proche, ainsi que la limitation du phénomène à des segments réduits de la périphérie, s'y opposent. Le fait que les éboulis se rattachent aussi bien à ces zones déprimées et fracturées qu'au reste du plateau implique un phénomène ancien, antérieur à la formation des versants rectilignes couverts d'éboulis. La nature différente de la cuirasse bauxitique,

FIG. 38. — Tiendi. Cuirasses et éboulis bauxitiques (carte).



sur la digitation sud-ouest décalée en altitude et sur la portion du plateau qui la domine, militerait même en faveur de l'existence, au sein de la période bauxitique, de deux phases de cuirassement séparées par une phase de démantèlement, comme dans la région du Blafo-Guétou. La variation correspondante du niveau de base n'aurait pas dépassé une trentaine de mètres.

Les éboulis marquent la fin d'une seconde période, qui est la période principale de dissection des cuirasses bauxitiques, au cours de laquelle le réseau hydrographique s'est enfoncé d'environ 200 m. Le relief et les matériaux superficiels ne livrent pas d'information permettant de reconstituer le détail de la morphogenèse, probablement complexe, au cours de cette période. Les éboulis ont une pente très régulière, de l'ordre de 40 % et les blocs qui les composent sont fréquemment ferruginisés en surface, selon le faciès intermédiaire. A l'aval leur altitude reste légèrement supérieure à celle des quelques témoins de cuirasse intermédiaire qui subsistent à la périphérie du massif ou dans les vallées intérieures. A l'amont le raccord aux plateaux est souligné par une rupture de pente nette, mais sans rebord abrupt de la cuirasse bauxitique. Les éboulis ont donc une situation géomorphologique équivalente à celle des cuirasses de pente du Guétou ou de Zégo : les uns et les autres sont des témoins des versants des reliefs dominants des aplanissements intermédiaires.

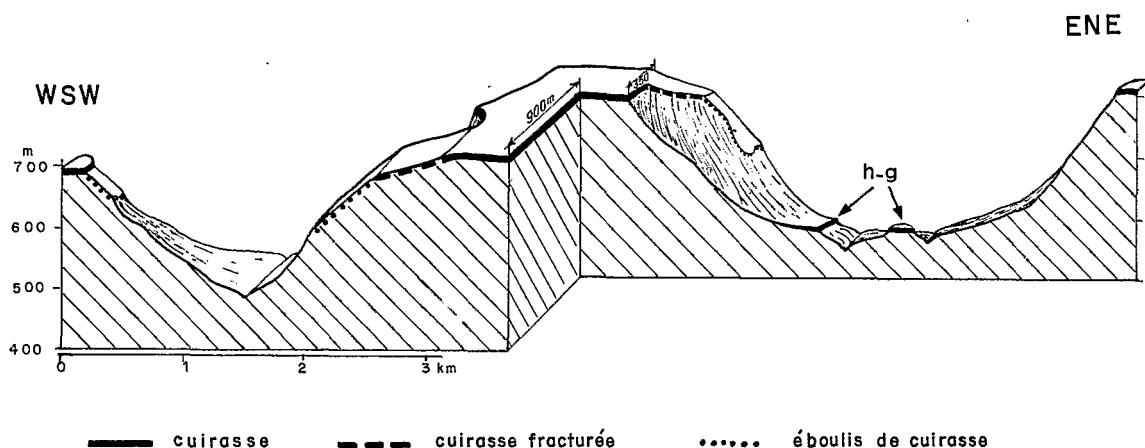


Fig. 39. — Tiendi. La cuirasse bauxitique et ses éboulis (coupe).

Une interprétation peut alors être proposée : l'épandage uniforme de blocs de cuirasse bauxitique sur les versants aurait été un phénomène général, la cimentation en cuirasse de pente, un phénomène secondaire local. Mais l'ablation aurait surtout respecté les pans indurés. Des pans non indurés des anciens versants ne seraient conservés que dans les grands massifs comportant de nombreux témoins de cuirasse bauxitique comme celui de Bondoukou. Dans ce dernier, ils sont d'ailleurs conservés préférentiellement sur les flancs des vallées situées à l'intérieur du massif c'est-à-dire aux endroits qui ont subi les attaques les moins vigoureuses.

Il faut toutefois noter que cette interprétation rend mal compte de la très faible fréquence des débris de cuirasse bauxitique, remaniés dans les cuirasses ferrugineuses intermédiaires.

b Le système d'aplanissements intermédiaire.

Les aplanissements intermédiaires sont représentés par quelques témoins, le plus souvent de faible superficie et d'altitude 460-500 m. Au sud, dans le domaine forestier, l'altitude s'abaisse assez rapidement, passant à 400-440 m, 40 km au sud-ouest de Bondoukou. Au nord, elle semble plus constante et des témoins d'altitude 490 m existent dans la région de Téhini, 200 km au N-NW de Bon-

doukou. La situation en plateaux dominant le bas-pays, l'association plus ou moins étroite à de hauts reliefs, les faciès des cuirasses et la nature des altérites associées reproduisent fidèlement les caractères observés dans les régions précédemment étudiées.

Deux sites méritent cependant d'être décrits, le premier parce qu'il confirme de façon directe la situation initiale des cuirasses intermédiaires sur des glacis de piémont, le second parce qu'il donne l'occasion d'étudier l'évolution conjointe du réseau hydrographique et des cuirasses.

1 BOKARI (fig. 40).

A Bokari, sur plusieurs km², entre les altitudes 470 et 520 m, une cuirasse intermédiaire est conservée en position de piémont, entre deux témoins bauxitiques. Elle reste raccordée à l'un et à l'autre, au Nord en continuité par un versant rectiligne couvert de blocs de bauxite ferrugineuse, à Sud par une pente concave ravinée. De plus, elle n'a pas subi d'entaille aval. Limitée par des entailles latérales, elle occupe la totalité du col situé entre les deux reliefs. Autrement dit, aplani et cuirassé, un fond de vallée de la période intermédiaire est conservé à l'intérieur du massif. Il domine d'une centaine de mètres le Haut-glacis développé en périphérie. C'est le seul site de ce type observé dans toutes les régions étudiées. Son existence est en relation avec la situation de Bokari sur la ligne de séparation des eaux entre deux grands fleuves : la Volta Noire au N-E, la Komoé au S-W. Appuyée sur les témoins bauxitiques de la partie nord-orientale du massif de Bondoukou, cette ligne est restée stable au cours de l'évolution postérieure à la période intermédiaire.

La situation de la cuirasse de Bokari, entre deux témoins bauxitiques distants l'un de l'autre de 4 km, montre par ailleurs que les aplanissements intermédiaires n'occupaient pas seulement de vastes superficies au pied des massifs et dans les plaines. Ils s'étendaient jusqu'à l'extrême amont du réseau hydrographique, même lorsque la densité des reliefs résiduels était forte : leur emboîtement dans la surface bauxitique ne s'est pas fait selon un escarpement linéaire continu.

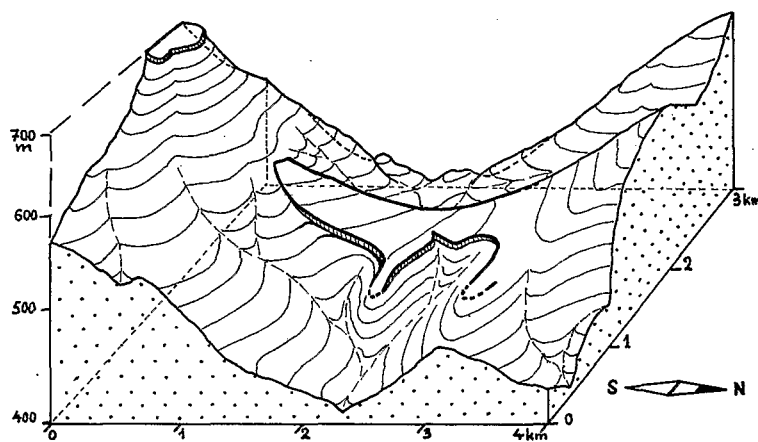


FIG. 40. — Bokari. Disposition de la cuirasse intermédiaire au pied de la cuirasse bauxitique.

2 SAPIA (fig. 41, 42, 43, 45).

A Sapia trois témoins de cuirasse intermédiaire ont des altitudes qui décroissent vers le nord de 470 à 420 m. Les moins élevés sont ainsi les plus proches du plateau bauxitique coté 710 m, ce qui implique qu'ils en étaient séparés par une vallée. Précisément le témoin le plus au nord domine un coude brusque de la vallée du Djélé. Le tracé S-SE de celle-ci après sa sortie du massif, serait le fruit d'une capture modifiant un tracé initial vers le sud-ouest (fig 42). On observerait l'extrême aval

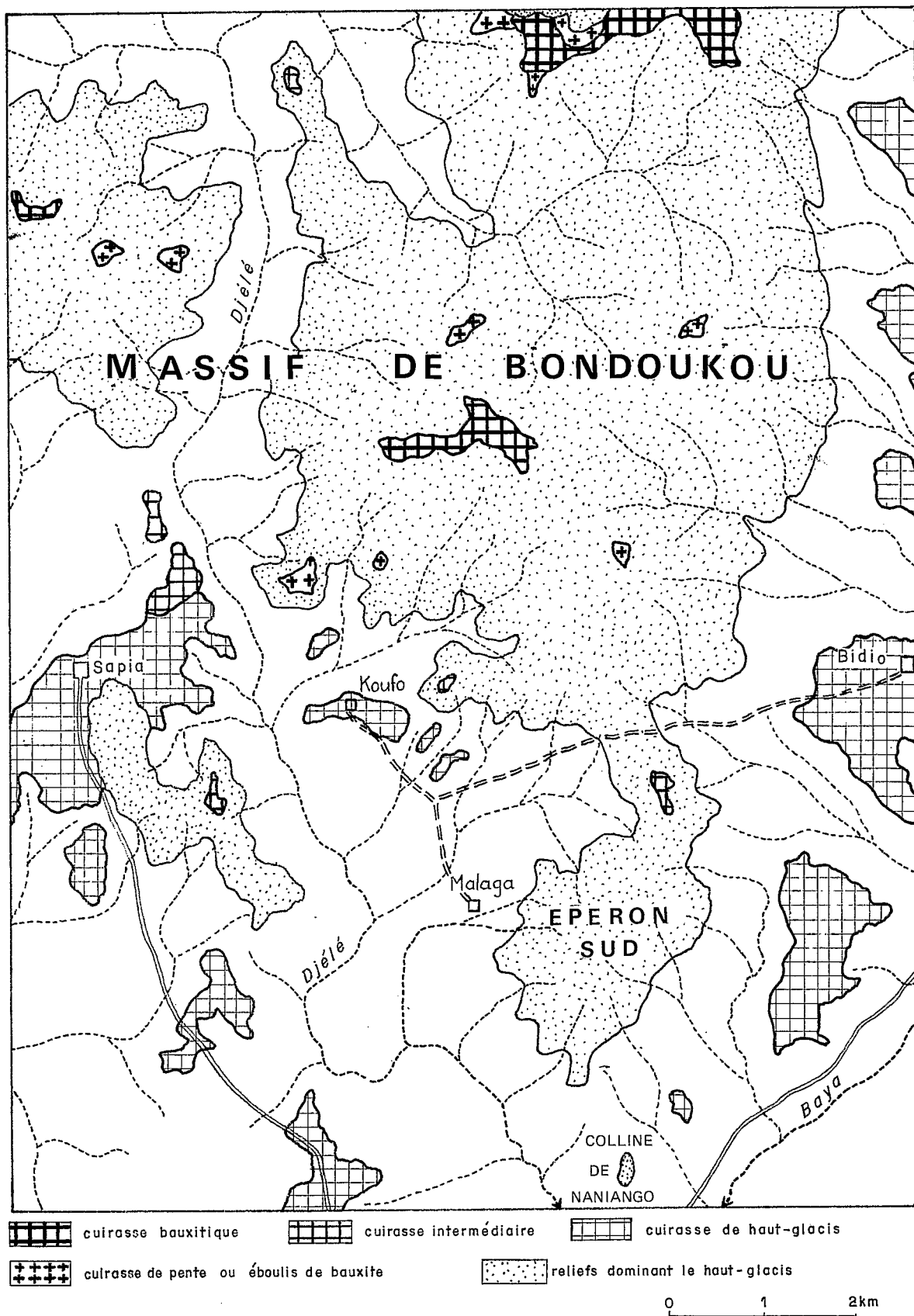


FIG. 41. — Sapia. Cuirasses.

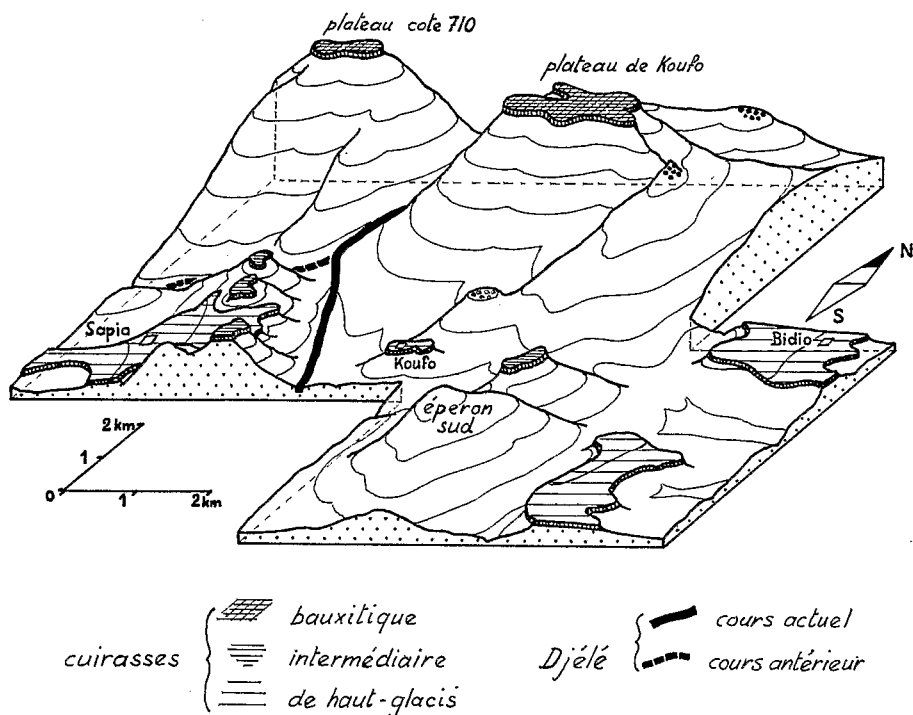


FIG. 42. — Sapia. Répartition des cuirasses près de la vallée du Djélé.
Note : les courbes de niveau ne représentent qu'un figuré du relief très approximatif.

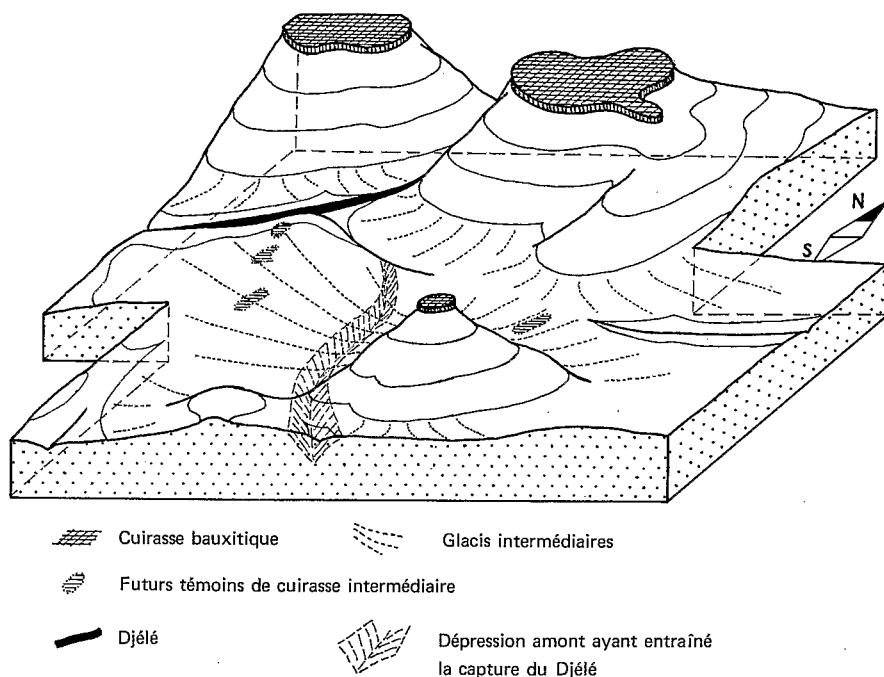


FIG. 43. — Sapia. Disposition des glacis intermédiaires à la fin de la période d'aplanissement.

d'une cuirasse intermédiaire, ce qui justifie l'altitude faible de 420 m. Cette altitude est toutefois inférieure de 50 m à celle de l'aval de la cuirasse de Bokari. Avant même la mise en place de la surface intermédiaire, l'essentiel du massif de Bondoukou était donc drainé vers la Komoé, comme à l'heure actuelle : la ligne de partage des eaux avec la Volta Noire se situait dans la zone nord-orientale. Le Djélé, collecteur d'une partie des eaux du massif, passait non pas à l'est de Sapia mais à l'ouest : la zone située au nord et à l'ouest de Sapia était la plus déprimée de toute la périphérie du massif.

La pente des témoins intermédiaires de Sapia suppose un relief dominant placé au sud-est, auquel la cuirasse se raccordait à une altitude supérieure à 470 m. Ce relief dominant correspondait vraisemblablement à une prolongation de l'éperon sud du massif. Cet éperon domine d'ailleurs à l'heure actuelle le petit témoin intermédiaire proche de la piste Bidio-Koufo (fig. 41), d'altitude 490 m, qui est un des rares exemples de cuirasse intermédiaire remaniant des blocs de cuirasse bauxitique (photo VII D). A l'époque de l'aplanissement intermédiaire, l'éperon portait donc une cuirasse bauxitique, au moins des débris, ce qui confirme une extension nettement supérieure à son extension actuelle. A la fin de la période de cuirassement intermédiaire, l'éperon sud représentait ainsi un relief isolé du reste du massif, vers le nord-est par une cuirasse rejoignant un axe de drainage secondaire de direction ouest-est, vers le nord-ouest par une cuirasse rejoignant le cours ancien du Djélé (fig. 43). Au sud, une troisième cuirasse intermédiaire était présente. Il n'en reste que des blocs remaniés dans le Haut-glacis, notamment près du pont sur le Djélé de la route Bondoukou-Tanda. La colline manganésifère de Naniango qui domine le Haut-glacis de quelques dizaines de mètres serait un témoin entièrement décapé de cette 3^e cuirasse (fig. 41).

L'évolution des aplanissements intermédiaires cuirassés, par création de dépressions au pied de leur relief dominant à partir des affluents de la rivière Baya est vraisemblablement à l'origine de la modification du cours du Djélé. La dissection particulièrement vive consécutive à cette modification a amené l'éperon sud à sa configuration actuelle. Elle a provoqué la disparition des cuirasses intermédiaires entre Koufo et Malaga ainsi que plus au sud (fig. 41). A l'est, la Baya, rivière conquérante, élargissait son bassin-versant autour de Kouassi Ndawa et approfondissait sa vallée, ne laissant subsister que le témoin intermédiaire de la piste Bidio-Koufo. Le confluent Baya Djélé est devenu la zone la plus déprimée de la périphérie du massif et le restera jusqu'à une nouvelle modification de l'emplacement des collecteurs ou jusqu'à un partage plus équilibré du massif entre les principaux bassins-versants (fig. 37).

c Le Haut-glacis (fig. 44).

1 LE HAUT-GLACIS À LA PÉRIPHÉRIE DU MASSIF DE BONDOUKOU.

Le Haut-glacis s'est largement développé et largement cuirassé, indépendamment de la nature pétrographique du socle. La limite du complexe volcano-sédimentaire et des granites, telle qu'elle est placée par SOULÉ DE LAFONT (1956), passe en effet à l'aval du Haut-glacis à Yézimala, en zone médiane à proximité de Sokola et Bidio, à l'amont vers Kiendi.

Le raccordement des glacis à la périphérie du massif se situe à des altitudes variables reflétant l'état du réseau hydrographique au cours de la période d'aplanissement. Un équilibre était réalisé entre le piémont nord-est, raccordé vers 400 m entre Sokola et Kiendi, et le piémont est et sud-est raccordé vers 420 m entre Kouassi Ndawa et Kanguélé, vers 400 m entre Kouassi Ndawa et Bidio. Ceci confirme la stabilité de la ligne de partage des eaux entre Volta Noire et Komoé dans la zone de Bokari. En revanche, le piémont nord-ouest se raccorde au massif à l'altitude 480-500 m et le piémont sud à l'altitude 360-380 m dans la zone de Sapia, ce qui manifeste un déséquilibre entre les affluents nord-ouest et sud-ouest de la Komoé.

Le Haut-glacis pénètre à l'intérieur du massif dans les vallées les plus larges : des lambeaux subsistent à 3 km à l'ouest de Kouassi Ndawa sur la route de Séraoudé, et des cuirasses sont bien conservées près de Tiendi. Ces dernières sont les témoins les plus élevés du Haut-glacis, entre 480 et 520 m d'altitude, situés vers la ligne instable de partage des eaux entre les affluents nord-ouest et sud-ouest de la Komoé. Leur position entre deux plateaux bauxitiques, aux versants desquels elles se relient directement est semblable à la position de la cuirasse intermédiaire de Bokari. L'altitude est identique. Même les faciès de cuirasse peuvent à priori prêter à confusion, car le haut-glacis de Tiendi remanie de nombreux débris grossiers de cuirasse intermédiaire (photo VII E). Ce sont les relations des cuirasses de Tiendi avec le Haut-glacis du piémont nord-ouest du massif et avec le réseau hydrographique (passage des cuirasses de Tiendi à celles de Yézimala sans variation brusque d'altitude, incision des unes et des autres par un même drain, profondeur des incisions limitée à une vingtaine de mètres) qui permettent d'attribuer les cuirasses de Tiendi au Haut-glacis.

La dissection du Haut-glacis a été (et est encore actuellement) beaucoup plus forte au sud qu'au nord. Elle a accentué la différence de niveau entre les piémonts nord-ouest et sud et tend à décaler les piémonts nord-est et sud-est. Ainsi, la périphérie du massif de Bondoukou présente tous les stades d'évolution du Haut-Glacis, en une gamme continue (fig. 44) :

- au nord, les glacis, très élaborés, gardent leur aspect initial : forme plane rigoureuse sur des distances de 5 à 10 km, pente inférieure à 1 % dès que l'on s'éloigne des reliefs dominants, raccord conservé à ces reliefs, absence de rebord aval accusé.
- entre Kouassi Ndawa et Kanguelé l'incision aval est intervenue et les glacis ne forment plus qu'une frange de 3 à 4 km de large, terminée par un rebord cuirassé abrupt. A l'amont de cette frange débute la formation d'une dépression périphérique : les eaux ruisselées sur le versant du massif (dans des ravins parallèles les uns aux autres et dirigés selon la plus grande pente), se rassemblent dans des vallées qui longent le pied du relief dominant avant de rejoindre de rares percées vers l'aval du glacis.
- entre Kouassi Ndawa et Bidio la dépression périphérique est profonde. Les percées qui la relient à l'aval sont nombreuses, parfois assez larges et assez anciennes pour que des replats cuirassés, correspondant à des moyens-glacis, interrompent leurs flancs. La cuirasse de Haut-glacis subsiste en plateaux de quelques km², jalonnant le pied du massif à une distance de l'ordre d'un kilomètre.
- au sud-est de Sapia et de façon générale sur le pourtour de l'éperon sud du massif, il ne reste des hauts-glacis que quelques bas-plateaux isolés dont les anciens reliefs dominants ont été fortement disséqués, au point qu'il est impossible de préciser la position initiale des limites amont.
- enfin, dans l'environnement immédiat de Sapia, en bordure de l'ancien tracé du Djélé, où la dissection est faible depuis le changement du cours de la rivière, les hauts-glacis restent raccordés à leurs reliefs dominants, en particulier aux témoins de la cuirasse intermédiaire. On constate même localement, cas exceptionnel en Côte d'Ivoire, l'existence d'une pente douce entre les deux surfaces, cuirassée, et qu'il est difficile d'attribuer à l'une ou à l'autre (fig. 45). La dissection était donc déjà faible lors de la mise en place du Haut-glacis : c'est bien dans l'intervalle entre les deux périodes d'aplanissement que s'est produite la modification du cours du Djélé.

La nature pétrographique du socle, qui n'était pas intervenue dans le développement des glacis en périphérie du massif, se manifeste en ce qui concerne leur dissection. Celle-ci est moins avancée sur les roches volcano-sédimentaires que sur les granites, en particulier les granites équants à gros grain de Bondoukou. C'est ainsi que la ligne de contact circulaire entre ces derniers et le complexe volcano-sédimentaire coïncide approximativement avec la limite aval des glacis conservés sur les piémonts situés à l'est et au sud de Kouassi Ndawa. En revanche, la limite des granites orientés ne se traduit pas dans le relief sur le piémont nord-est. Mais dans cet exemple, intervient le fait que le

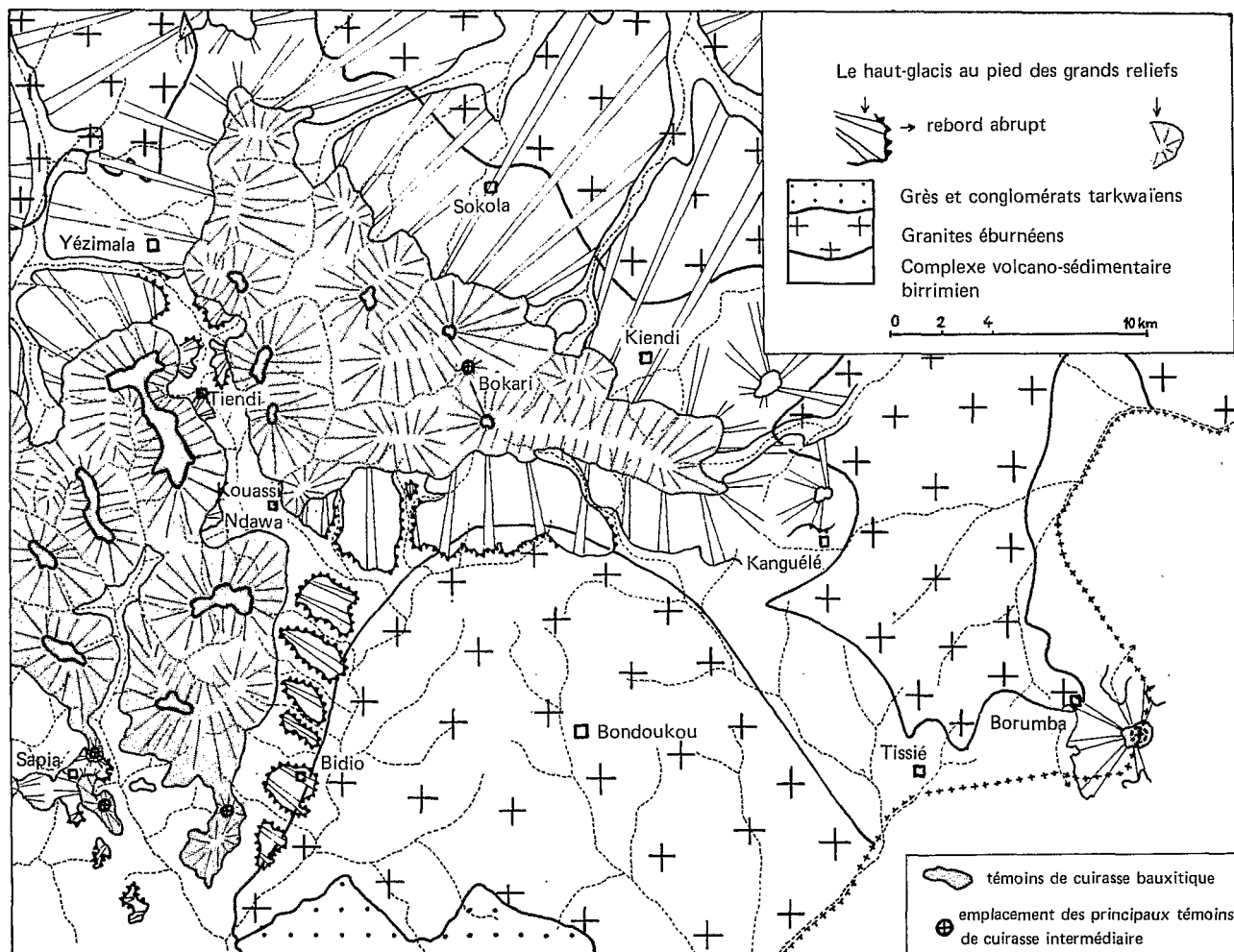
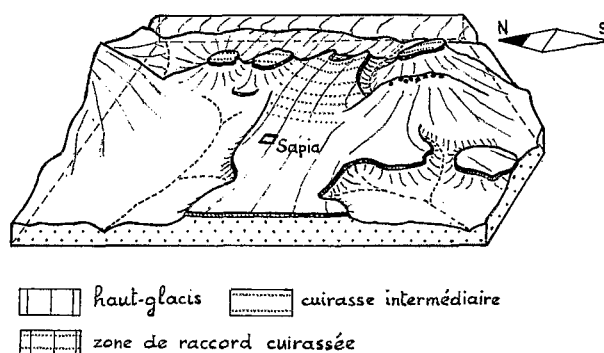


FIG. 44. — Région de Bondoukou. Le haut-glacis au pied des grands reliefs.

piémont nord-est est drainé par des affluents de la Volta Noire qui n'ont pas approfondi beaucoup leurs vallées. Et si l'on observe en détail la limite aval des glaciaires de part et d'autre de Kouassi Ndawa, on voit que la frange cuirassée à l'est déborde encore sur le granite de Bondoukou, ce qui n'est plus le cas des bas-plateaux au sud. Ceci montre que la nature du substratum des piémonts n'a pas le premier rôle. Elle ne fait que moduler localement le degré de dissection du Haut-glacis, qui est déterminé d'abord par l'évolution générale du réseau hydrographique.

Pour la surface bauxitique l'influence de la nature pétrographique du substratum pouvait être plus grande. En effet, la crête orientale et sud-orientale du massif est plus rigoureusement parallèle à la limite du granite de Bondoukou que le rebord aval du haut-glacis. Une dépression initiale de la surface bauxitique au-dessus du granite est exclue, en raison de l'altitude variable des témoins jalonnant cette crête, dont le plus élevé du massif. La meilleure hypothèse est celle d'une évolution très différenciée selon le type de roche, c'est-à-dire de la formation, dès la première phase de dissection de la cuirasse bauxitique, d'un plateau incisé sur le complexe volcano-sédimentaire, dominant une zone de démantèlement complet sur granite. La distance de 4 km qui sépare la limite du granite de la ligne de crête marquant la bordure sud-est du massif, serait alors une preuve supplémentaire de la faible vitesse de recul des escarpements importants (pour autant qu'il y ait eu un véritable recul et non pas un simple morcèlement).

FIG. 45. — Sapia. Cuirasse de Haut-glacis raccordée aux témoins intermédiaires.



2 LE HAUT-GLACIS LOIN DES GRANDS RELIEFS.

Dans la zone sans reliefs résiduels située entre Bondoukou et Borumba (fig. 44), le Haut-glacis est également présent, formant le sommet des interfluvés. Ceux-ci apparaissent comme des bas-plateaux d'altitude 340-350 m. Ils témoignent sans ambiguïté de l'existence antérieure d'une surface d'aplanissement à Tissié et sur le dernier interfluve avant Borumba. A l'ouest, ils sont plus intégrés à un modelé de croupes reliées en continuité aux bas-fonds, notamment sur granite.

En général, le cuirassement est discontinu sur ces bas-plateaux et se prolonge sur les raccords aux bas-fonds par des carapaces, jusqu'à des replats vers 320 m d'altitude, une dizaine de mètres au-dessus du marigot (fig. 46a, photos VII F et G). La distinction d'une cuirasse de haut-glacis, d'une zone d'argile tachetée indurée correspondant à la troncature des altérites sous-jacentes et d'une carapace de moyen-glacis sur colluvions au niveau du replat, est moins nette que dans la région de Bouna, située plus au nord, où les interfluvés sont plus larges (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970) ; mais elle reste perceptible.

Pour un interfluve donné, l'emboîtement du haut-glacis et de l'embryon de moyen-glacis est plus franc sur un des versants rejoignant les marigots que sur l'autre, et dans la région précédant Tissié, plus franc sur le versant situé à l'est que sur le versant situé à l'ouest. Cela peut correspondre à une légère dissymétrie des interfluvés au moment de la formation du Haut-glacis, limitant le cuirassement dans les zones orientales et provoquant ensuite, lors de l'enfoncement du réseau hydrographique, un décalage des drains vers l'ouest (fig. 46b). La mise en place de nouveaux drains, à partir des raccords non cuirassés à d'éventuels reliefs dominants peu élevés, ou à partir des zones centrales peu cuirassées d'interfluvés symétriques, ne ferait que compléter le phénomène (fig. 46c).

Entre Bondoukou et Borumba, la morphogenèse récente permet ainsi d'admettre l'existence, au début de la formation du Haut-glacis, d'interfluvés dissymétriques à l'ouest et d'interfluvés plus larges à l'est c'est-à-dire l'existence d'un modelé de démantèlement d'un vaste piémont aplani¹ raccordé à un relief dominant situé à l'est de Borumba (fig. 46d). La disposition du dernier système d'aplanissements ayant précédé le Haut-glacis, le système intermédiaire, apparaît donc, bien qu'aucun témoin n'en soit conservé.

3 LES COLLINES DE BORUMBA ET LE HAUT-GLACIS À LEUR PÉRIPHÉRIE.

A l'est de Borumba, de fait, des collines à flancs raides dominent le haut-glacis d'une centaine de mètres (fig 47). Le Petit et le Grand Gbogboti, dont les minéralisations manganésifères ont attiré

1. L'évolution d'un piémont aplani cuirassé en une succession de plateaux à l'amont et de collines en lanières à l'aval est fréquente dans la zone de contact forêt-savane ; c'est une évolution normale du Haut-glacis décrite notamment dans la région de Tanda (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970).

l'attention des prospecteurs dès 1930, sont à cheval sur la frontière ivoiro-ghanéenne et culminent respectivement à 440 et 470 m (photo VII C). Il est difficile de savoir s'ils représentent les restes d'un ancien relief dominant un aplanissement intermédiaire, où des témoins décapés d'un tel aplanissement, qui se serait raccordé à des reliefs situés encore plus à l'est. L'altitude des collines n'exclut pas la seconde hypothèse, puisque des témoins intermédiaires s'élèvent à plus de 500 m dans le massif de Bondoukou, que les Gbogboti sont situés sur la ligne de séparation des eaux entre deux grands fleuves, la Volta Noire et le Tano, et que la zone de Borumba appartenait vraisemblablement à l'amont d'un glacis intermédiaire, comme nous l'avons vu précédemment. La présence de schistes altérés ferruginisés au sommet du Grand Gbogboti, identiques aux schistes altérés ferruginisés rencontrés au flanc du Diédka, dans la région de Toumodi, sur des éperons d'altitude légèrement inférieure aux témoins locaux de cuirasse intermédiaire, rend même cette seconde hypothèse vraisemblable. En tout état de cause la présence passée d'aplanissements cuirassés intermédiaires dans l'environnement des collines est attestée par des cailloux de cuirasse ferrugineuse à faciès pseudo-gravillonnaire caractéristique, rencontrés au pied du Petit Gbogboti.

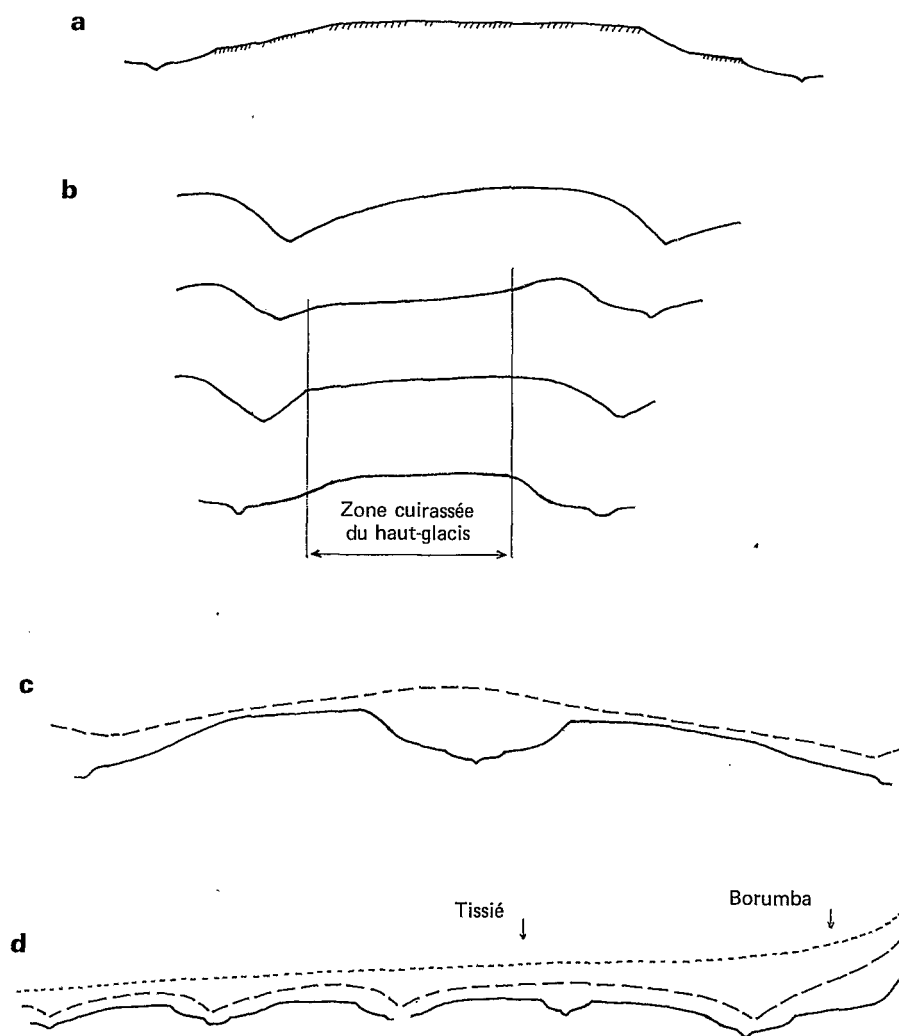


FIG. 46. — Formes de relief entre Bondoukou et Borumba. a) Coupe d'un interfluve à l'ouest de Tissié. b) Obtention d'un modelé de type a à partir d'un interfluve dissymétrique. c) Obtention d'un modelé de type a à partir de la mise en place d'un nouveau drain. d) Étapes de l'évolution du modelé entre Bondoukou et Borumba.

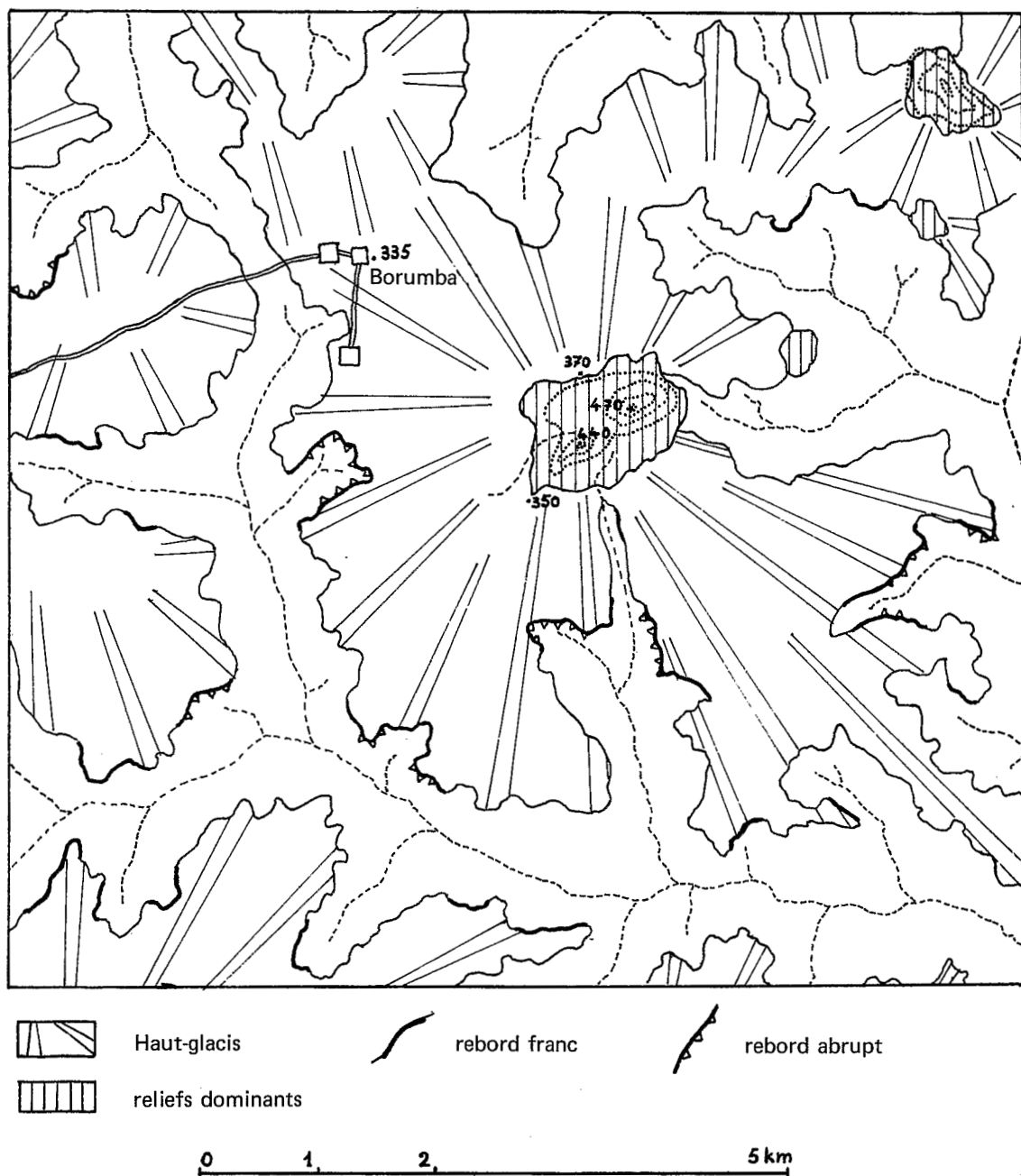


FIG. 47. — Borumba. Le haut-glacis (d'après les photos aériennes IGN NC 30 III-IV 229 à 231).

A la périphérie des Gbogboti le haut-glacis s'est largement développé et cuirassé. Des incisions aval déterminent un rebord digité souvent abrupt. Deux d'entre elles se prolongent jusqu'au pied des collines. Ailleurs, le raccord du glacis aux collines est conservé, vers l'altitude 360 m, ce qui n'exclut pas des zones de démantèlement sur place de la cuirasse, en blocs et gravillons. La cuirasse est manganésifère, avec des teneurs en MnO_2 atteignant 17 %, notamment au pied sud des collines où des éboulis de minerais riches sont présents.

d Conclusion.

La région de Bondoukou est celle où la variété des sites géomorphologiques de la surface intermédiaire et du Haut-glacis est la plus grande. Les roches-mères, la position par rapport au massif coiffé de cuirasses bauxitiques, l'évolution du réseau hydrographique avant la période d'aplanissement et la dissection postérieure au cuirassement interviennent en chaque point dans des proportions variables. De plus, si la surface bauxitique reste isolée, dominant de 150 à plus de 200 m la surface suivante, les fourchettes d'altitude du système d'aplanissements intermédiaire et du Haut-glacis se recouvrent largement dans la zone du massif, montrant bien que l'altitude absolue n'est pas un critère d'attribution d'une cuirasse à une surface déterminée.

La diversité des sites et des altitudes n'est un obstacle à la mise en évidence de la séquence habituelle de cuirasses que dans un premier stade. Ensuite elle permet de reconstituer, avec plus de précision que dans les régions monotones, l'évolution du réseau hydrographique et de façon générale l'histoire du modelé.

La nature des roches-mères est un facteur fondamental de l'évolution de la surface bauxitique, entraînant une différenciation brutale des zones granitiques et volcano-sédimentaires. Pour le Haut-glacis, la différence principale se fait entre, d'un côté les zones de grands reliefs volcano-sédimentaires et leurs piémonts, schisteux ou granitiques, d'un autre côté les zones entièrement granitiques où ne subsistent pas de témoins des surfaces anciennes. La nature des roches intervient donc dans l'aplanissement des hauts-glacis mais au second degré, par l'intermédiaire du contexte géomorphologique. Elle intervient plus directement dans le cuirassement et, de façon discrète, dans l'évolution des hauts-glacis. Les observations sont ainsi en accord avec les remarques faites sur la répartition des témoins au sein de chaque niveau pour les surfaces de la région du Blafo-Guétou.

II LA RÉGION DE KORHOGO

(fig. 48, 49, photos pl. VIII)

a Traits généraux.

Les indices manganésifères de Dassoumbié et de Lagnokaha sont situés au sud-ouest de Korhogo, à l'amont du bassin-versant du Bandama, dans la zone de savane du nord de la Côte d'Ivoire. Le climat est soudanien avec une seule saison pluvieuse de juillet à octobre et avec 5 mois consécutifs où la hauteur des précipitations est inférieure à 50 mm. La hauteur annuelle est toutefois de l'ordre de 1400 mm, c'est-à-dire supérieure à celle de Bondoukou et même de Toumodi.

Seuls quelques grands reliefs résiduels dénudés dominent un pays monotone où les altitudes restent comprises entre 300 et 450 m. Ces reliefs sont des dômes granitiques comme le Mont Korhogo (558 m) dans la partie orientale de la région, bloc cratonique à reliques de migmatites anté-birrimiennes (photo VIII D). Dans la partie occidentale ce sont de hautes collines de roches basiques comme le Niambargaha (605m), massif de gabbro à hypersthène intrusif dans le Birrimien volcano-sédimentaire.

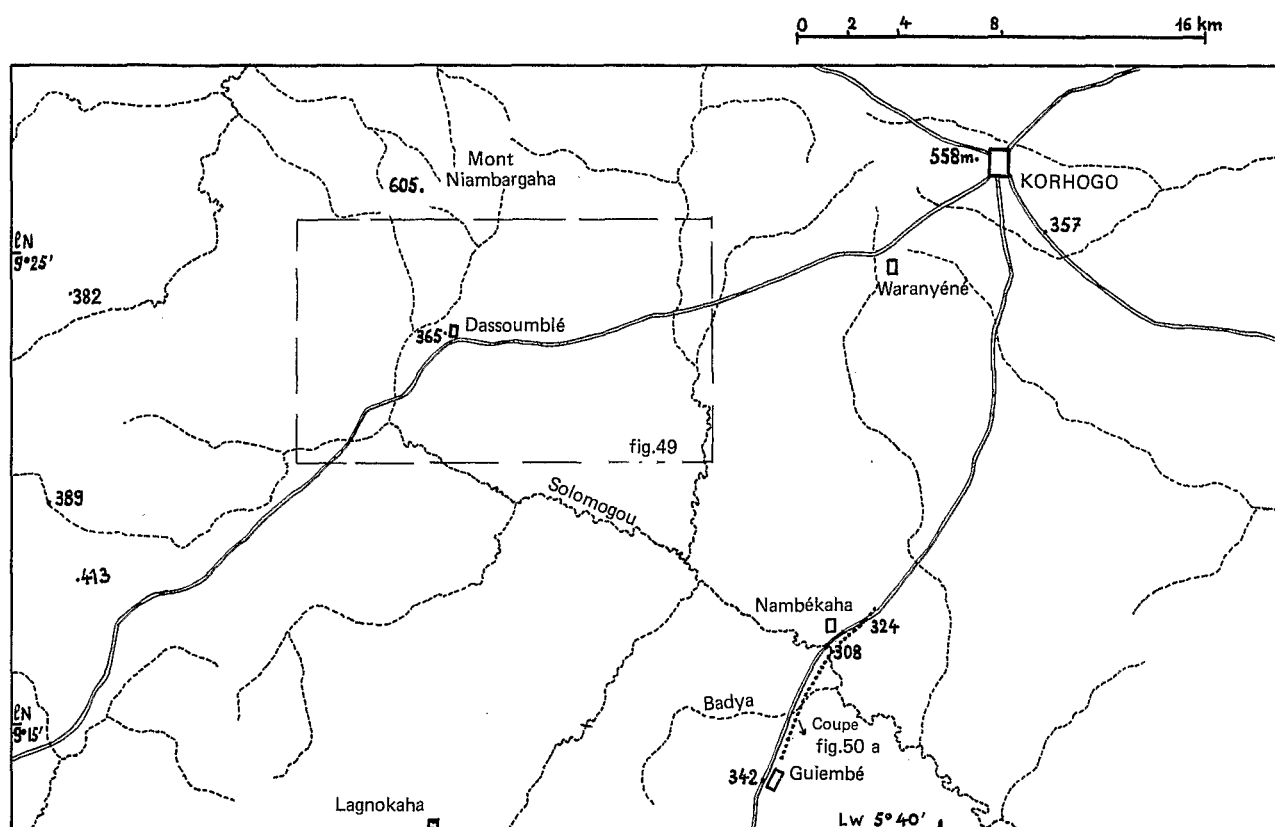


FIG. 48. — Région de Korhogo.

Le premier système d'aplanissements cuirassés observé forme des plateaux-témoins, isolés au sommet des interfluvies ou divergents autour des hauts reliefs auxquels ils sont encore parfois raccordés (photo VIII B et C). La cuirasse est ferrugineuse, le plus souvent gravillonnaire, manganésifère à proximité des indices de manganèse. Il s'agit du Haut-glacis. Les surfaces anciennes sont donc absentes mais des traces de la surface intermédiaire subsistent, sous forme de blocs de cuirasse hérités, dans les matériaux du Haut-glacis.

L'étude géomorphologique précise des dômes granitiques serait sans doute la meilleure voie pour obtenir des indications supplémentaires sur les surfaces d'aplanissements anciennes. En effet deux types de dômes se distinguent au premier abord (photo VIII A) : des grands dômes à flancs raides, dont l'altitude relative atteint ou dépasse 150 m ; des dômes nettement moins élevés, en coupole surbaissée, reliés au bas-pays par des pentes douces et dont les flancs ne sont pas entièrement dénudés. On peut envisager que les premiers se soient individualisés au début du démantèlement de la surface cuirassée bauxitique, les seconds au début du démantèlement de la surface cuirassée intermédiaire. Leurs sommets respectifs seraient en quelque sorte des témoins des fronts d'altération bauxitique et intermédiaire.

En contrebas des témoins du Haut-glacis, un second système d'aplanissements s'est développé largement mais ne s'est cuirassé, le plus souvent, qu'à l'aval. L'amont comporte des épandages de matériaux gravillonnaires issus du démantèlement du Haut-glacis, localement cimentés en carapace. Il s'agit du Moyen-glacis qui devient, dans la région de Korhogo, un élément important du modelé. Si le passage du Haut-glacis au Moyen-glacis est partout marqué par un rebord abrupt de cuirasse suivi

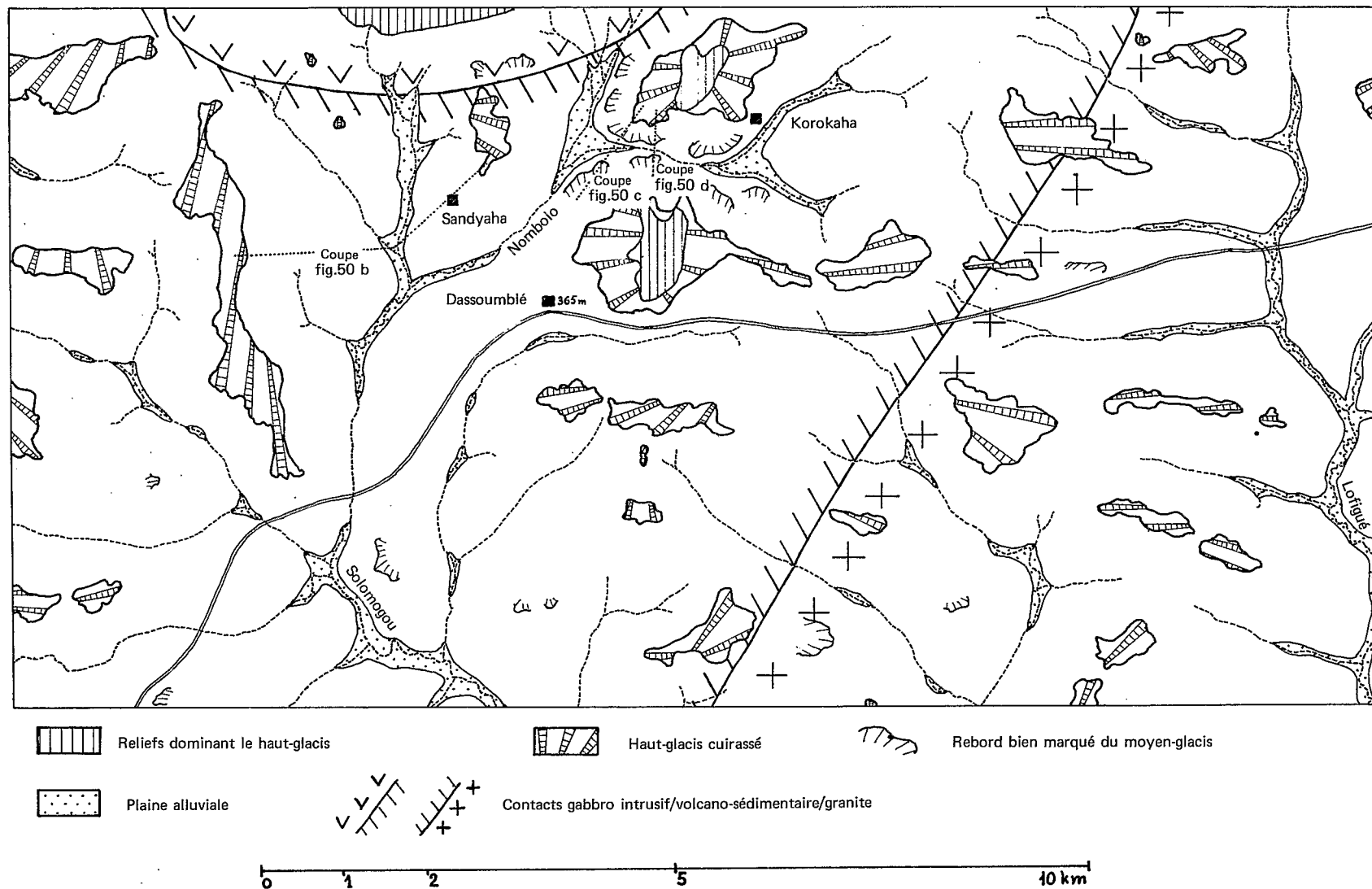


FIG. 49. — Dassoumbélé (région de Korhogo). Modelé (d'après les photos aériennes IGN NC 30 VII 176 à 180).

d'un raccord concave d'une dizaine de mètres de dénivellation, le passage du Moyen-glacis aux vallées est plus varié. Selon le degré d'induration, il est assuré par un rebord franc ou par une légère rupture de pente soulignée par un liseré de cuirasse. Selon la situation à l'amont ou à l'aval des drains, caractérisés par une succession de biefs remblayés et de seuils incisés, le Moyen-glacis passe directement à la plaine alluviale (s'il ne domine pas le lit même d'un marigot) ; ou bien il est séparé de celle-ci par un versant en pente douce, non raviné. La pente est plus faible que celle des versants-glacis décrits par TRICART (1969), souvent du même ordre que celle du Moyen-glacis, et on peut parler d'un Bas-glacis, plus ou moins développé. Près de rivières importantes, des lambeaux du Moyen-glacis et de son prolongement la Moyenne-terrasse peuvent être séparés du Haut-glacis et former des croupes dominant la plaine alluviale d'une quinzaine de mètres.

b Séquences locales.

Quelques séquences montrent la disposition des systèmes d'aplanissements :

1 ENTRE GUIEMBE ET NANBÉKAHA (fig. 48 et 50a).

La route Dikodougou-Korhogo traverse la rivière Solomogou à l'altitude 308 m. Près de Guiembé un témoin de Haut-glacis est couronné par une dalle de cuirasse fracturée en gros blocs parallélépipédiques. Quelques cailloux de cuirasse ferrugineuse plus ancienne sont cimentés dans ces blocs. Entre les blocs, près des rebords, une cuirasse moins indurée finement alvéolaire s'est mise en place, opérant une sorte de cicatrisation après la phase de démantèlement. Au pied du témoin, un moyen-glacis se développe sur près d'un kilomètre. Le long de la route, vers l'aval, on observe successivement une zone de roche en place altérée, une zone gravillonnaire avec des éléments remaniés de cuirasse ancienne, puis la cuirasse de moyen-glacis, recouverte à l'amont de gravillons dans une matrice argilo-sableuse, dénudée à l'aval. Le passage s'effectue ensuite par une légère rupture de pente, à une ébauche de bas-glacis rejoignant la vallée de la Badya. Cette vallée est séparée de celle du Solomogou par un interfluve à sommet convexe, recouvert de gravillons et de galets très émoussés qui proviennent du démantèlement d'une moyenne-terrasse cuirassée. Des carapaces récentes jalonnent le pied de cet interfluve, en bordure de la plaine alluviale du Badya. De l'autre côté de la vallée du Solomogou, la cuirasse de Moyen-glacis est réduite à une zone indurée étroite par le déplacement vers le nord d'un méandre de la rivière. Le sommet de l'interfluve est occupé par un lambeau très démantelé de cuirasse de Haut-glacis, sur lequel une petite forêt a échappé au déboisement, en tant que forêt sacrée.

2 PRÈS DE SANDYAHA, à l'ouest de Dassoumblé (fig. 49 et 50b), la cuirasse de Moyen-glacis affleure peu. En revanche, le Bas-glacis est assez bien individualisé et comporte des carapaces qui déterminent une légère rupture de pente de part et d'autre du marigot.

3 AU NORD DE DASSOUMBLÉ (fig. 49 et 50c), en périphérie de deux témoins de Haut-glacis, près du confluent du Nombolo et du marigot de Korokaha, sur les roches du niveau manganésifère, la cuirasse de Moyen-glacis est bien indurée et forme un rebord abrupt au-dessus de la plaine alluviale. Dans l'angle aigu du confluent deux cuirasses se succèdent à l'aval du moyen-glacis, la seconde formant une frange d'une vingtaine de mètres de large en contrebas de la première. Ce phénomène est dû vraisemblablement à la rupture d'un seuil au cours de la période de cuirassement. Il rappelle les dédoublements observés dans les cuirasses supérieures, à une dimension très réduite correspondant à la durée beaucoup plus faible de la période en question. Dans l'angle obtus du confluent, le cuirassement concerne un glacis-terrasse. De nombreux galets donnent à la cuirasse un faciès de conglomérat à ciment ferrugineux. Ils sont peu émoussés. Un bas-glacis d'une centaine de

mètres de large, comportant un liseré de carapace légèrement manganésifère, joint la base du rebord de la cuirasse conglomératique à la plaine alluviale. Celle-ci, utilisée pour la culture du riz, se poursuit jusqu'au pied du Niambargaha. Par contre, elle se resserre à l'aval pour disparaître entre Dassoumbélé et Sandyaha, avant de se développer dans un nouveau bief. Vers l'est, le long du marigot de Korokaha, entre les deux témoins de Haut-glacis, la plaine alluviale disparaît également. Le marigot s'encaisse dans le moyen-glacis : les cuirasses forment les berges du lit majeur (fig. 50d). Plus en amont, la plaine alluviale s'élargit à nouveau.

Les deux témoins de Haut-glacis possèdent la particularité de comporter, dans leur partie centrale, des résidus d'un ancien relief dominant, buttes de quartzite à grenats manganésifères plus ou moins oxydés. Du manganèse est d'ailleurs présent dans les cuirasses de Haut-glacis divergentes autour de ces buttes, sous forme de gravier de minerai remanié et sous forme de concrétions autochtones poreuses ou de cortex tendres autour des éléments de minerai.

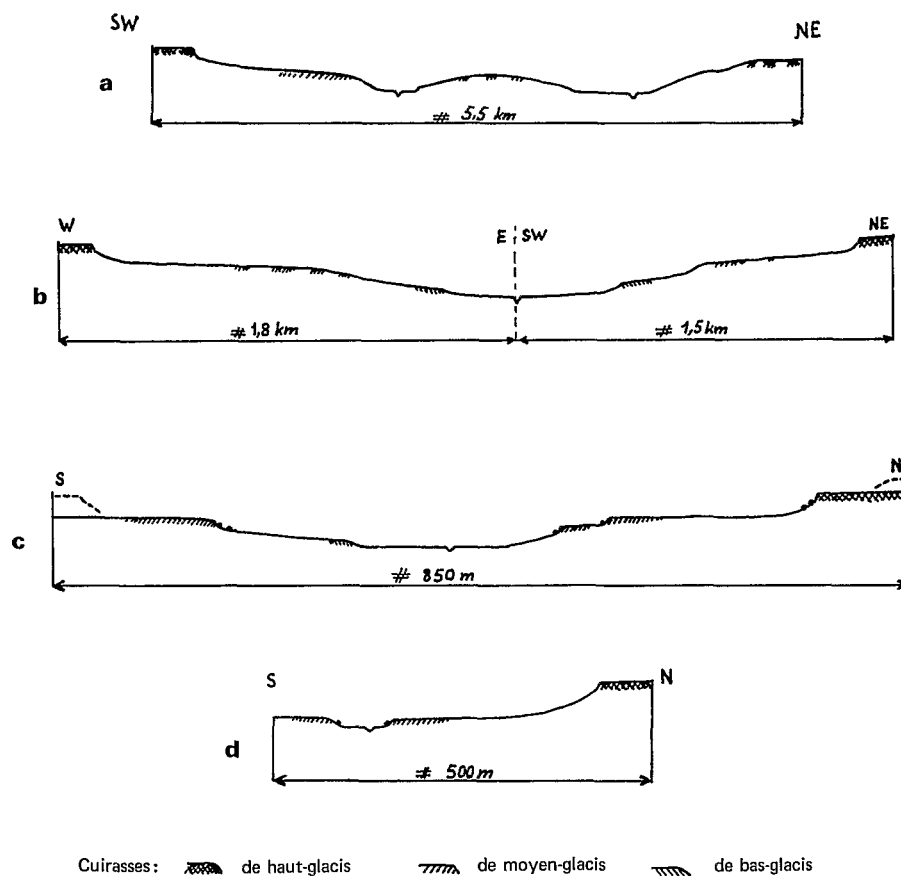


Fig. 50. — Région de Korhogo. Modelés cuirassés. Coupes. a) Séquence Guiembé-Nambékaha ; b) Séquence de Sandyaha ; c) Séquence au nord de Dassoumbélé ; d) Séquence du marigot de Korokaha.

c Conclusion.

Il n'y a pas, dans la région de Korhogo, de différences fondamentales entre la zone granitique à l'est et la zone volcano-sédimentaire à l'ouest. Dans l'une comme dans l'autre les surfaces supérieures sont absentes, et le long des interfluvés couronnés par le Haut-glacis, se sont développés un Moyen-glacis étendu et un Bas-glacis. Le nombre et la superficie des témoins de Haut-glacis sont

toutefois supérieurs sur les roches volcano-sédimentaires. La puissance de la cuirasse atteint 3 à 4 m sur ces roches alors qu'elle ne dépasse guère 2 m sur granite. Les cuirasses de Moyen-glacis y sont elles-mêmes mieux représentées. Sur granite le réseau hydrographique s'est enfoncé assez profondément dans le Moyen-glacis. Partiellement démantelé, ce dernier ne s'individualise pas aussi nettement dans le bas-pays dont la topographie est ondulée. En fait, la différence de nature des roches-mères se conjugue à l'orientation du réseau vers l'est et le sud-est, la région étant drainée vers le Bandama qui coule à l'est de Korhogo.

En dehors des hautes collines décapées, les reliefs dominants des hauts-glacis étaient réduits, ce qui a favorisé l'inversion de relief dans une région soumise à une dissection forte. La situation la plus fréquente des hauts-glacis est ainsi en plateaux-témoins dont l'appartenance passée à des glacis, c'est-à-dire à des surfaces faiblement inclinées joignant des reliefs à des drains, n'est pas à priori évidente. Cette situation n'est pas sans rappeler celle des aplanissements intermédiaires dans la région du Blafo-Guéto. Plus au nord, en Haute-Volta, notamment dans la région de Bontioli en bordure de la rivière Bougouriba, le phénomène d'identification des sites géomorphologiques s'accroît. Le Haut-glacis est réduit à quelques buttes-témoins dont l'altitude relative atteint 50 m. Le Moyen-glacis, largement cuirassé, séparé de ces buttes par des dépressions périphériques, prend le relai du Haut-glacis comme forme majeure du modelé du bas-pays (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970).

III LA RÉGION DE TAMBAO

(fig. 51 et 52, photos pl. X, XI, et XII)

A l'occasion de la visite du gisement de manganèse de Tambao, une tournée a été faite dans le nord de la Haute-Volta, sous la conduite de J.-C. PRON, notamment sur son terrain d'étude de l'altération des roches basiques. Les observations correspondantes, sur lesquelles est fondé ce chapitre, ont été faites en commun.

Le gisement de manganèse de Tambao est situé dans la région la plus septentrionale de la Haute-Volta, à proximité du point de rencontre de la frontière de ce pays avec la frontière nigéromalienne, par 15° de latitude nord. Tambao est donc à la limite des zones sahélo-soudanienne et sahélo-saharienne (AUBREVILLE, 1949). La pluviométrie est de 450 mm et la saison sèche très longue, avec 7 mois où l'humidité atmosphérique est inférieure à 50 % de la saturation.

L'absence de végétation, la rareté des hauts-reliefs, les plâtitudes immenses du bas-pays, l'indécision du réseau hydrographique, et la présence de cordons dunaires stabilisés dont la partie superficielle est localement ravivée par le vent, rendent le paysage bien différent de celui des régions forestières de basse Côte d'Ivoire ou de celui des régions de savane arborée étudiées précédemment. Mais l'observation attentive permet de retrouver dans ce paysage la marque des aplanissements et des cuirassements successifs qui, là comme ailleurs, représentent les principaux jalons d'une longue histoire géomorphologique. A plus de 1000 km du Blafo-Guéto, les faciès des cuirasses anciennes restent identiques à ceux décrits en moyenne Côte d'Ivoire notamment les faciès caractéristiques de la cuirasse intermédiaire, puissante et plus indurée que jamais. Les horizons d'altération ferrallitiques, les lithomarges kaoliniques, sont encore présents, mis en valeur par les incisions profondes aux flancs nus des plateaux-témoins. Des lithomarges assez épaisses, bien visibles le long de la route Kaya-Dori, se retrouvent même sous les cuirasses de Haut-glacis (photo XI C) alors qu'en Côte d'Ivoire, sur les roches volcano-sédimentaires, ces cuirasses passent en quelques mètres, par l'intermédiaire de matériaux tachetés, aux horizons altérés à lithostructure bien reconnaissable.

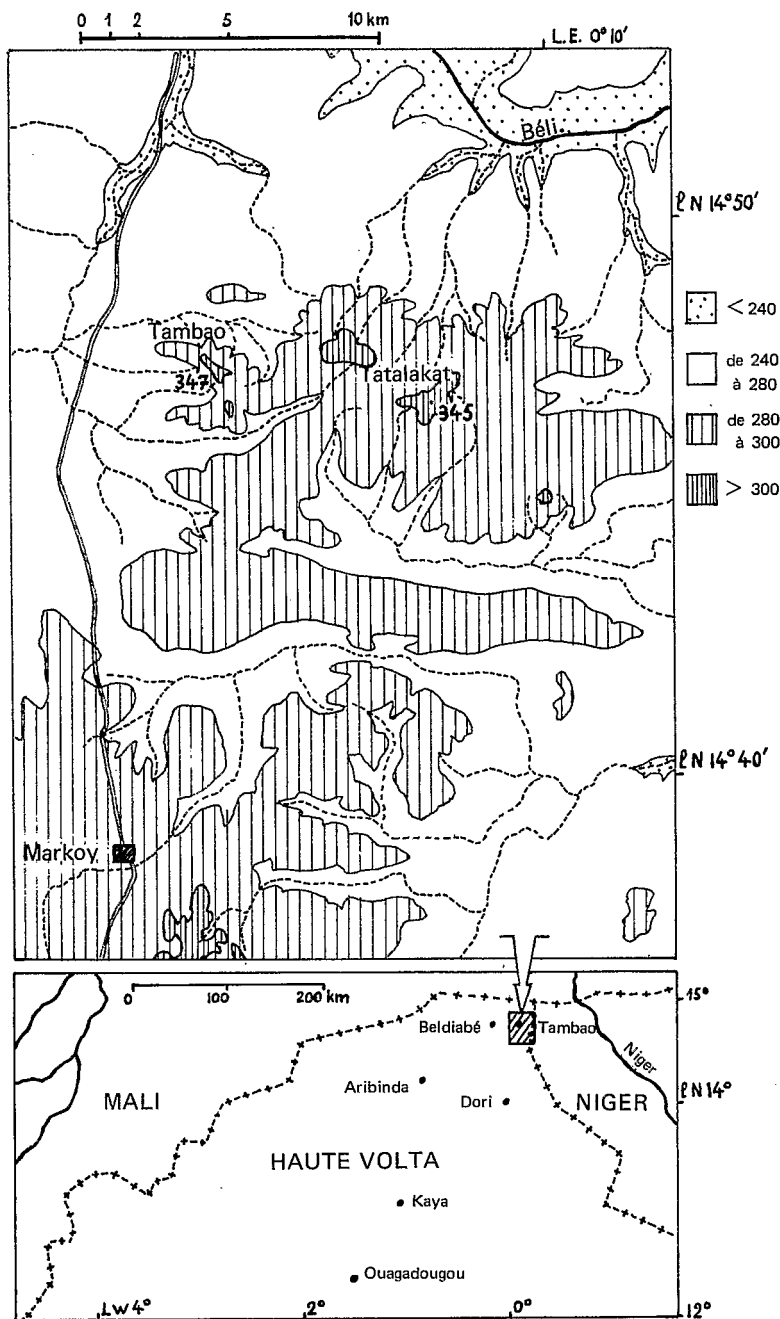


FIG. 51. — Région de Tambao. Relief.

a La surface cuirassée bauxitique.

La surface bauxitique est absente dans l'environnement proche du gisement de Tambao. A 130 km au sud-ouest, le plateau d'Aribinda signalé par BOULET (1970) est, d'après cet auteur, le témoin le plus septentrional de Haute-Volta, à l'altitude 515 m. La surface est bien représentée plus

au sud, à l'ouest de Kaya. Toute une série de plateaux témoigne d'une large extension initiale. Les altitudes varient entre 500 et 520 m. Elles sont donc proches des altitudes des cuirasses bauxitiques de la région du Blafo-Guéto, ce qui correspond à des positions grossièrement symétriques de part et d'autre de la dorsale guinéenne, la surface s'abaissant au nord vers la vallée du Niger comme elle s'abaisse au sud vers l'océan. Mais la fourchette de variation des altitudes, 20 m, est beaucoup plus étroite que dans la région du Blafo-Guéto. Du sommet de la montagne de Sebila par exemple, la succession des barres rigides des témoins, se profilant sans un remou vers une même ligne d'horizon, est saisissante (photo X A). L'aplanissement avait atteint une perfection extrême, inégalée en Côte d'Ivoire. Si les espaces qui séparent les témoins sont assez larges pour qu'on ne puisse exclure la présence passée de quelques reliefs résiduels, ceux-ci ne pouvaient en tout état de cause que correspondre à des reliques d'une morphogenèse ancienne, posées en étrangères sur un paysage plat et n'en commandant pas l'évolution.

Au sommet de la montagne de Sebila (proche du village de Sian qui est situé à 12 km à l'ouest de Kaya) la cuirasse est alumino-ferrugineuse, avec des nids de gibbsite bien cristallisée. La présence de blocs de belle bauxite blanche, massive ou rubannée, éboulés à quelques centaines de mètres en aval des rebords, pose un problème. L'existence, à l'origine, de zones plus alumineuses et plus ferrugineuses au sein de la cuirasse est d'autant plus probable qu'un paysage très plat limitait l'homogénéisation des teneurs par circulations obliques. Mais on peut envisager aussi une assez longue période de stabilisation du rebord de la cuirasse en avant du rebord actuel, permettant, par lessivage sélectif du fer, l'obtention d'une frange de bauxite purifiée.

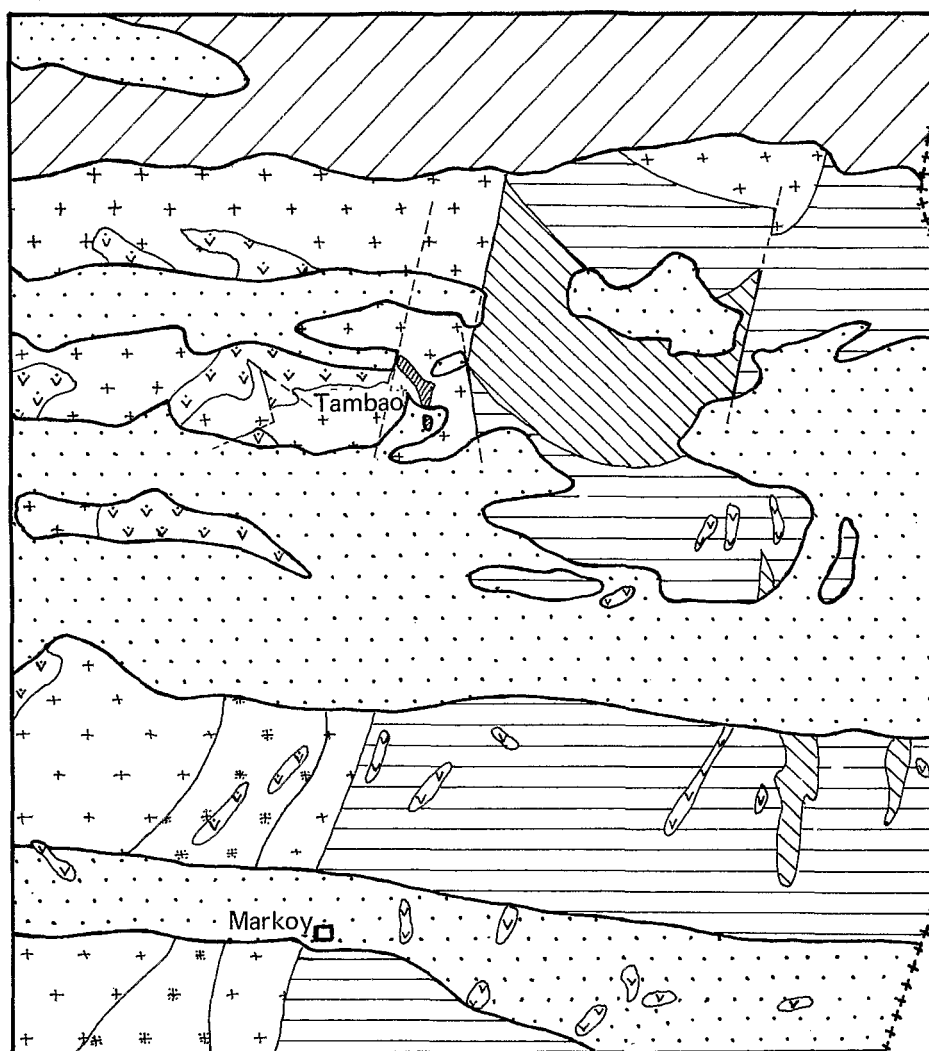
Près de Sian, sur un autre témoin, seuls subsistent des lambeaux de la base de la cuirasse, surmontant la lithomarge à passées indurées d'oxydes de fer. Un ravinement très brutal des flancs de la colline met en évidence la puissance des altérites, plus de quarante mètres d'un matériau kaolinique tendre, blanchâtre à mauve et orangé, conservant de vagues traces de la structure grenue des gabbros du substratum (photo X B). Des boules de gabbros peu altérées apparaissent au fond des ravins.

Sur les flancs des témoins bauxitiques les cuirasses de pente sont très développées (photo X C). Dans certains cas, elles subsistent alors que la cuirasse sommitale a disparu, ou bien le ravinement intense isole à l'amont des lambeaux perchés sur d'étroits piliers d'altérites (photo X D). Elles se prolongent jusqu'à des altitudes faibles au-dessus du bas-pays. BOULET (1968) envisage leur raccord au Haut-glacis et non pas à la surface intermédiaire dont, d'ailleurs, aucun témoin n'a été reconnu dans la région à l'ouest de Kaya. Pourtant, localement, une rupture de pente apparaît entre une zone aval concave de la cuirasse de pente et l'amont du haut-glacis (photo X E). La question posée n'est pas seulement de savoir si la formation des cuirasses de pente, à partir d'éboulis de cuirasse bauxitique a pu avoir lieu au cours de la période du Haut-glacis. Elle est également de connaître les relations dans l'espace des trois surfaces principales à proximité des témoins bauxitiques. Cette question sera discutée ultérieurement.

b Les aplanissements cuirassés intermédiaires.

La cuirasse intermédiaire a été décrite au nord de la Haute-Volta par BOULET (1968) comme elle avait été décrite au Niger occidental voisin par GAVAUD (1966). Ces deux auteurs ont établi l'existence d'une cuirasse ferrugineuse à caractères spécifiques, subsistant en témoins isolés au-dessus du Haut-glacis, constamment remaniée en blocs et gravillons dans ce dernier, et ayant appartenu à une surface d'aplanissement à large extension régionale, tant sur le socle précambrien que sur le Continental terminal néogène. En Haute-Volta BOULET montre que cette surface s'abaisse de la périphérie des témoins bauxitiques septentrionaux vers la vallée du Niger (410 m à Aribinda, 339 m à Beldiabé). La pente moyenne serait de 1 ‰.

A Beldiabé, 25 km à l'ouest de Tambao (photo XI A), la cuirasse, épaisse d'au-moins 5 m et



QUATERNAIRE

••••• Dunes

0 1 2 5 10 km

INFRACAMBRIEN

/ / / Conglomérats, schistes, calcaires, dolomies.

PRÉCAMBRIEN MOYEN

Granites tardi-tectoniques

≡ ≡ ≡ Conglomérats, arkoses, quartzites, schistes (Tarkwaïen)

∨ ∨ ∨ Basaltes, dolérites, gabbros.

\\\\\\ Schistes sériciteux et tuffacés (birrimien «géosynclinal»)

PRÉCAMBRIEN INFÉRIEUR

////// Niveau manganésifère

∨ ∨ ∨ Orthoamphibolites

+ + + Granites calco-alcalins, gneiss, migmatites

FIG. 52. — Région de Tambao. Géologie. (d'après la carte géologique à 1/200.000 de l'Oudalan ; levés J. DELFOUR).

fracturée en blocs, surmonte une carapace argilo-ferrugineuse passant en continuité à la lithomarge kaolinique décolorée, dont la puissance dépasse 15 m. En contrebas apparaissent des boules de gabbro à cortex d'altération en pain d'épices.

A 7 km à l'est de Tambao, les collines de schistes et tufs birrimiens du Tatalakat, bien visibles depuis le sommet du gisement, forment des buttes tabulaires coiffées de cuirasse ferrugineuse, à l'altitude 345 m (DELFOUR, 1963).

Sur le gisement de Tambao, la cuirasse intermédiaire est présente, en lambeaux démantelés dans la zone sommitale et en blocs sur les flancs ou au pied des collines. Sur la colline nord ou grande colline (photo XI E), les lambeaux occupent des portions d'un replat étroit qui se suit tout au long de la crête entre les altitudes 325 et 340 m. Le sommet lui-même, à 347 m, est constitué d'une arête de minerai qui domine le replat au sud-ouest. Sur la colline sud (ou petite colline), une zone sommitale en pente faible s'incline vers l'ouest et le nord, de 315 à 305 et 300 m d'altitude. Elle est couverte d'éboulis de minerai cimentés en cuirasse manganésifère (DELFOUR, 1961), associés à des blocs de cuirasse ferrugineuse où les faciès intermédiaires ne se présentent pas sous leurs aspects les plus caractéristiques. Il peut s'agir d'un lambeau d'aplanissement intermédiaire dont l'altitude faible serait celle d'un panneau basculé (une faille a été reconnue au nord du gisement par les travaux de prospection). Il peut également s'agir d'un témoin d'anciens versants à pente faible ayant jalonné le pourtour de la cuirasse intermédiaire avant la mise en place du Haut-glacis.

c Le Haut-glacis.

Au nord de la Haute-Volta, le Haut-glacis subsiste en dalles puissantes qui ont subi une entaille profonde et un déblaiement plus important que dans les régions humides. Il apparaît donc moins bien conservé à l'échelle régionale où il n'est pas un élément majeur du modelé actuel, mais mieux conservé à la dimension d'un témoin donné, le démantèlement ne concernant que les rebords et fournissant plus de blocs et moins de gravillons.

A l'ouest de Kaya, en périphérie des hauts reliefs coiffés de cuirasse bauxitique, le Haut-glacis forme encore de larges auréoles divergentes en pente assez forte. Dans le cas général, les raccords aux reliefs dominants ont été déblayés en vastes dépressions périphériques à fond plat où le niveau des drains est le même qu'à l'aval des glacis. Ces derniers présentent alors un rebord amont beaucoup plus élevé que leur rebord aval. Localement, des percées conséquentes évacuent les eaux drainées dans la dépression (photo X F).

Là où les témoins de surfaces anciennes sont absents, l'inversion de relief a été complète et la cuirasse de Haut-glacis subsiste sur des buttes dont l'isolement les unes des autres est assez grand pour qu'il soit souvent impossible de préciser l'orientation et l'extension des glacis auxquels elles ont appartenu (photo XI D). L'affirmation même d'une appartenance antérieure à des glacis est le résultat d'une analogie avec les régions voisines plus que d'arguments locaux. On arrive au terme d'une évolution continue qui s'effectue du sud au nord et de la proximité des grands reliefs à celle des drains majeurs. En basse et moyenne Côte d'Ivoire, le Haut-glacis appartient au bas-pays. Incisé à l'aval, il est ensuite séparé de ses reliefs dominants par des dépressions, il perd enfin ses liaisons étroites avec le réseau hydrographique actuel. Il se transforme en bas-plateaux, dont la superficie diminue et dont l'altitude relative augmente. A Korhogo, il n'est plus raccordé qu'à quelques grands dômes granitiques. Au sud de la Haute-Volta, près du fleuve Bougouriba, ses témoins font déjà partie des reliefs résiduels dominant le bas-pays. Dans la région de Tambao, cette dernière situation devient la plus fréquente.

Dans quelques cas, des témoins cuirassés du Haut-glacis sont juxtaposés à des cuirasses intermédiaires, permettant de connaître la dénivellation locale entre les deux types d'aplanissements. A

Beldiabé, en périphérie des collines coiffées de cuirasse intermédiaire dont l'altitude relative est de 40-50 m, des bas-plateaux dominant la plaine sableuse d'une quinzaine de mètres. L'un d'entre eux porte une cuirasse de Haut-glacis dont la pente est centrifuge par rapport au témoin intermédiaire le plus proche. Les autres sont pavés de boules de gabbros, certaines avec un cortex d'altération en pain d'épice, au milieu desquelles subsistent quelques blocs de cuirasse ferrugineuse gravillonnaire. Les bas-plateaux appartenaient donc à des hauts-glacis cuirassés, raccordés aux témoins de la surface intermédiaire à une altitude légèrement supérieure à celle de la base des altérites associées à cette surface.

A Tambao, les flancs de la grande colline comportent quelques replats occupés par des cuirasses de Haut-glacis ferrugineuses et légèrement manganésifères, et un éperon est, où une cuirasse semblable est largement développée, entre les altitudes 295 et 310 m (photo XII B). Ainsi un haut-glacis se raccorde à la colline à moins de 30 m au-dessous de l'aplanissement intermédiaire sommital. Entre ces deux aplanissements, le versant ne comporte pas de roches saines. DELFOUR (1963) note qu'on ne trouve plus de roche saine au-dessus de l'altitude 270 m. Dans les travers-bancs, creusés au niveau 300 m, les roches sont entièrement kaolinisées. Des grains de quartz et des restes de structure permettent toutefois de distinguer des altérites dérivant de granites et des altérites dérivant de schistes et vraisemblablement d'amphibolites. Les premières roches peu altérées, rencontrées en blocs sur les pentes inférieures au nord de la colline principale sont des minerais siliceux conservant des grenats non oxydés. De véritables affleurements sains n'apparaissent qu'au pied de la colline, dans les zones de démantèlement du Moyen-glacis.

En définitive, tant à Beldiabé qu'à Tambao, la dénivellation entre les aplanissements intermédiaires et les hauts-glacis est inférieure à l'épaisseur du profil intermédiaire, ce qui n'était jamais le cas en basse et moyenne Côte d'Ivoire. Le Haut-glacis tronque des altérites anciennes. Est-ce partout le cas au nord de la Haute-Volta ? La rareté des témoins de cuirasse intermédiaire ne permet pas d'en avoir la preuve directe. Mais il y aurait là une explication satisfaisante de la grande épaisseur des altérites sous le Haut-glacis, générale dans cette région. D'après BIZE (1966) cette épaisseur augmenterait avec la latitude, dès le nord de la Côte d'Ivoire.

d Altérites et dénivellation entre les aplanissements.

Le problème posé par les observations faites à Beldiabé et à Tambao mérite d'être discuté plus en détail.

La genèse des altérites associées aux différents aplanissements suscite encore des hypothèses contradictoires. RUELLAN (1971) rappelle que deux pôles extrêmes conservent des défenseurs :

- les horizons d'altération des différents glacis résulteraient de troncatures successives d'un même vieux manteau kaolinique, initialement très épais et couvrant uniformément le paysage. Ces horizons auraient donc été entièrement hérités ;
- les horizons d'altération kaolinique n'auraient jamais occupé de vastes superficies. Ils résulteraient d'une évolution liée à des conditions locales de bon drainage. Le plus souvent, ils seraient encore fonctionnels.

En Côte d'Ivoire, les exemples sont nombreux d'étagement de deux témoins de cuirasse, avec présence de roche saine sur le versant qui les sépare, que l'étagement ait lieu sur des roches volcaniques, ou sur des schistes comme au Guéto. Par ailleurs, les profils d'altération épais sont systématiquement associés aux aplanissements cuirassés ou aux collines qui en proviennent, avec des caractères différents d'un système d'aplanissements à l'autre. Ceci exclut aussi bien les troncatures successives d'un même manteau qu'une mise en place locale et une formation continue jusqu'à la période contemporaine. Chaque surface ou système d'aplanissements possède donc son propre profil d'altération dont les caractères principaux ont été acquis entre le début du façonnement des formes planes et les premiers stades de la dissection des cuirasses.

Mais des télescopages sont possibles, notamment entre les profils intermédiaires et les profils de Haut-glacis, quand les aplanissements intermédiaires se sont mis en place dans une zone très déprimée. Un premier cas est celui de Sapia, dans la région de Bondoukou, où nous avons vu le Haut-glacis se raccorder à des témoins de cuirasse intermédiaire, sans dénivellation forte. Un autre cas a été décrit à Mandiasso, au sud de la Haute-Volta (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970). Admettre que le cas est général au nord de la Haute-Volta, c'est-à-dire admettre que l'essentiel de l'ablation ayant porté le niveau bauxitique en altitude a précédé le façonnement des aplanissements intermédiaires, est d'autant plus facile que le Continental terminal qui est le dépôt corrélatif de cette ablation, est épais et largement représenté dans la boucle du Niger. (Il y est d'ailleurs coiffé par la cuirasse intermédiaire).

Cependant, la place initiale des aplanissements intermédiaires a fait l'objet d'une hypothèse bien différente, en partant non plus de leurs relations avec les hauts-glacis mais de leurs relations avec les témoins de la surface bauxitique. BOULET, qui a décrit avec précision la séquence de cuirasse régionale, observe les ferruginisations à faciès intermédiaire sur les cuirasses bauxitiques. Il les voit se développer localement jusqu'au stade d'une véritable cuirasse ferrugineuse de 1 à 2 m d'épaisseur, posée sur la cuirasse bauxitique qu'elle ravine. Dans ces conditions, il admet (BOULET, 1970, fig 3) qu'il n'y avait pas de dénivellation brutale entre les surfaces bauxitique et intermédiaire, que la seconde passait à l'amont, en continuité, à la première, l'origine du fer devant être cherchée dans des reliefs résiduels qui dominaient la surface bauxitique, au moment du cuirassement intermédiaire.

Dans le cas de hauts-glacis proches de témoins bauxitiques, comme ceux de Kaya, il devient alors difficile d'admettre que les altérites sont (pro parte) héritées du profil intermédiaire. Cela suppose des profils intermédiaires d'une très grande puissance. Même si l'on fait intervenir les altérites associées à la surface bauxitique, que ces profils intermédiaires auraient eux-mêmes tronquées, on ne dépasse guère la moitié des 150 m nécessaires. Il faut remarquer toutefois que sur les roches basiques, où les cuirasses bauxitiques se sont conservées préférentiellement, les altérations étaient peut-être moins puissantes que sur d'autres types de roches. De fait, certains auteurs, comme DUCELLIER (1963) envisagent, notamment sur schistes, des altérations de plus de 150 m d'épaisseur. Mais ils le font précisément pour interpréter des observations de zones basses et non à partir de l'observation directe de profils complets sous une vieille surface.

Il faut, en définitive, choisir entre deux solutions :

- laisser un point d'interrogation en ce qui concerne la formation des ferruginisations intermédiaires et disposer d'une interprétation cohérente des altérites du Haut-glacis, en admettant que la dénivellation entre la surface intermédiaire et le Haut-glacis était faible dans toute la région, même à proximité des témoins bauxitiques.
- expliquer les ferruginisations à faciès intermédiaire sur les bauxites en admettant une surface intermédiaire polygénique à l'amont, au prix d'interrogations concernant la puissance des altérites anciennes.

La première solution paraît préférable pour deux raisons :

- d'un côté, sur les flancs de certaines hautes collines, des formes de relief apparaissent comme des lambeaux étagés d'aplanissements cuirassés, séparés par des dénivellations de moins de 50 m. C'est le cas pour la colline de Tin Edia, d'altitude 498 m, qui constitue vraisemblablement un témoin décapé de la surface bauxitique. Une cuirasse de Haut-glacis se raccorde à la colline. Elle est dominée par un replat qui barre transversalement le flanc de celle-ci (photo XI B). C'est le cas près de Sian, à l'ouest de Kaya, en contrebas d'une cuirasse bauxitique. Un haut-glacis est relié par un court versant concave à un replat cuirassé qui passe à l'amont, en continuité, à une cuirasse de pente (photo X E). Si, dans ces deux cas, les replats correspondent bien à la trace d'aplanissements cuirassés intermédiaires (ce qui reste à vérifier par une étude détaillée), il faut admettre que la disposition des aplanissements intermédiaires et des hauts-glacis, observée à Beldiabé et à Tambao, se maintient jusqu'aux flancs des témoins bauxitiques. Ici comme là, la dénivellation entre les uns et les autres serait inférieure à l'épaisseur du profil intermédiaire.

— d'un autre côté, les ferruginisations à faciès intermédiaire sur les bauxites ivoiriennes réclament de toute façon une explication spécifique car, tant dans la région du Blafo-Guétou que dans celle de Bokasso ou de Bondoukou, la présence de cuirasses intermédiaires à proximité immédiate de cuirasses bauxitiques, avec des dénivellations de plus de 150 m, interdit d'envisager une surface polygénique.

e Moyen-glacis et Bas-glacis.

Le Moyen-glacis est bien représenté à la périphérie des collines de Tambao. Au pied de l'éperon est de la grande colline, un moyen-glacis est raccordé au principal témoin de Haut-glacis par un versant concave (photo XII B et C). Il porte une cuirasse ferrugineuse et manganésifère peu indurée. Vers le nord et l'ouest, il cède la place à un bas-glacis qui s'avance localement jusqu'au pied de la colline. Ce bas-glacis, fonctionnel, reçoit une partie des eaux ruisselées sur le gisement et les évacue dans des chenaux peu profonds et instables (photo XII E). Plus loin vers le nord-est, dans la plaine, Moyen-glacis et Bas-glacis sont associés, jusqu'au-delà de la petite cuesta de l'Infracambrien posé sur le socle plissé, vers la vallée du Béli. A proximité de celle-ci, les moyens-glacis ne subsistent qu'en croupes mal individualisées, parsemées de blocs de cuirasse. Au pied sud-ouest des collines de Tambao, les moyens-glacis disparaissent sous le recouvrement des dunes (photo XII D).

f Conclusions.

Le gisement de Tambao n'est pas seulement une concentration exceptionnelle de manganèse, c'est aussi une remarquable maquette géomorphologique (photo XII A) où se trouvent rassemblés les principaux aspects des aplanissements cuirassés du nord sahélien de la Haute-Volta.

L'étagement des aplanissements diffère de celui des paysages de Côte d'Ivoire. Tandis que le Haut-glacis domine de plus de 20 m l'amont du Moyen-glacis, il n'est séparé de la surface intermédiaire que par une dénivellation de moins de 30 m. Sur toute leur hauteur, les collines ont subi une altération kaolinique profonde et il est difficile de faire la part, dans les altérites sous-jacentes au Haut-glacis, de ce qui est postérieur à l'aplanissement de ce dernier et de ce qui est héritage ancien.

Les extensions respectives diffèrent également. Comme les cuirasses intermédiaires, les cuirasses de Haut-glacis ne représentent plus que des témoins de faible superficie. Accrochées aux flancs des collines du gisement, ou présentes en témoins isolés dans la région environnante, elles appartiennent aux reliefs et non plus au bas-pays. Celui-ci est immense et les reliefs y apparaissent comme des accidents rares. Dans ce bas-pays, le Moyen-glacis s'étend largement. Raccordé aux collines ou séparé d'elles par des entailles amont, il a déjà subi à l'aval une dissection forte, à laquelle la faible épaisseur de sa cuirasse, peu indurée, ne lui a pas permis d'offrir une grande résistance. Il se termine par un rebord aval digité, de quelques mètres de dénivellation, au-delà duquel commence le Bas-glacis, qui est ici une forme de relief majeure, occupant de vastes superficies. Ce Bas-glacis n'est pas cuirassé.

Parallèlement à l'accroissement de la dimension des glacis, les pentes s'affaiblissent. Elles n'atteignent quelques pour cent qu'à l'amont, près des raccords aux reliefs. Au-delà, elles défont bientôt l'appréciation du clisymètre. L'horizontalité règne.

Au sud de Tambao, à partir de Dori, le Haut-glacis prend plus d'importance. Des buttes coiffées de puissantes cuirasses (photo XI C et D) rompent la monotonie du bas-pays. Des chaînes de hautes collines apparaissent, autour desquelles le Haut-glacis s'étend en larges auréoles, au-delà des dépressions périphériques. A l'ouest de Kaya, tandis que les cuirasses intermédiaires n'ont laissé que des traces incertaines, les sommets tabulaires de ces hautes collines témoignent de l'existence passée

d'une surface bauxitique très aplanie. Leurs cuirasses et leurs profils d'altération profonds nous rappellent, avec plus d'insistance encore que ceux des glacis, le caractère récent de la répartition actuelle des climats entre la côte ivoirienne et la boucle du Niger.

IV CONCLUSION :

DU BLAFO-GUÉTO VERS LE NORD SOUDANIEN ET SAHÉLIEN

Vers le nord, depuis les savanes pré-forestières, les caractères des aplanissements et des cuirasses changent progressivement, comme c'était le cas vers le sud, mais selon d'autres voies.

Les zones basses s'élargissent au détriment des hauts-glacis, transformés en bas-plateaux qui s'amenuisent et s'élèvent. Les cuirasses anciennes se font rares, mais se repèrent de loin, dans un paysage dont la planitude augmente. Finies, dès le nord de la Côte d'Ivoire, les routes qui serpentent dans les zones basses et grimpent sans trop de difficultés sur les hauts-glacis pour s'y étendre en longues portions rectilignes. Désormais elles contournent les bas-plateaux cuirassés, empruntant préférentiellement le Moyen-glacis et traversant sur des levées de larges zones inondables. Les différences s'accusent entre les régions dominées par de grands reliefs et les régions proches des axes principaux et drainage où cette évolution s'affirme tôt. Elles s'accusent aussi entre les zones granitiques monotones et les zones volcano-sédimentaires où les dénivellations entre les glacis sont plus brutales et où le cuirassement prend une grande ampleur ; spectaculaire sur le Haut-glacis, il concerne parfois, dès le sud de la Haute-Volta, la totalité du Moyen-glacis et l'aval du Bas-glacis. Celui-ci s'étend bientôt aux différentes zones basses, après s'être cantonné dans les grandes vallées.

Plus au nord, vers les zones sahéliennes, l'évolution des formes se poursuit selon le même schéma. Le Moyen-glacis est à son tour disséqué et le Bas-glacis occupe de larges espaces. Mais le cuirassement régresse. Affaibli sur le Moyen-glacis, il n'apparaît pas sur le Bas-glacis. Toutefois les quelques buttes-témoins haut-perchées de cuirasses anciennes et de Haut-glacis, sélectionnées par des périodes de dissection vigoureuse dans les zones les plus résistantes des cuirasses initiales, témoignent avec éclat du fait, qu'à d'autres époques, le cuirassement a régné ici en maître, ainsi que l'altération ferrallitique, responsables des puissantes lithomarges kaoliniques associées aux cuirasses anciennes.

E Analyse chimique totale des cuirasses (éléments majeurs)

a Résultats et calculs. Diagrammes triangulaires.

125 échantillons de cuirasse ont été analysés, la plupart par spectrographie d'émission au Centre de Sédimentologie et Géochimie de la surface de Strasbourg, quelques-uns par voie humide au Centre ORSTOM d'Adiopodoumé (Côte d'Ivoire). Ces derniers sont marqués d'un astérisque dans les tableaux d'analyse.

Les échantillons ont été répartis en cuirasses bauxitiques, cuirasses intermédiaires, cuirasses de Haut-glacis, cuirasses de Moyen-glacis et cuirasses récentes. Ces dernières comprennent des cuirasses de Bas-glacis et des cuirasses et carapaces sub-actuelles des régions méridionales, qui ne sont pas associées à des formes de relief spécifiques.

Les résultats des analyses sont :

$\text{SiO}_2 = a$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = b$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = c$; $\text{Mn}_2\text{O}_3 = d$; $\text{TiO}_2 = e$;
 CaO ; MgO ; K_2O ; Na_2O ; perte à 1000° ; total.

Ces résultats ont été rapportés sur deux types de diagrammes triangulaires.

1 DIAGRAMMES SILICE, OXYDE DE FER, ALUMINE.

Pour obtenir des points sur un diagramme triangulaire, les quantités utilisées sont les proportions de silice, d'alumine et d'oxyde de fer par rapport à la somme de ces trois constituants, c'est-à-dire :

$$\frac{a}{a + b + c} ; \quad \frac{b}{a + b + c} ; \quad \frac{c}{a + b + c}$$

2 DIAGRAMMES

KAOLINITE + QUARTZ, GIBBSITE + OXYDE DE MANGANÈSE ET DE TITANE, GOETHITE.

Silice, alumine et oxyde de fer sont répartis selon les minéraux : kaolinite (2SiO_2 , Al_2O_3 , $2 \text{H}_2\text{O}$), quartz (SiO_2), gibbsite (Al_2O_3 , $3 \text{H}_2\text{O}$), goethite (Fe_2O_3 , H_2O).

Le manganèse et le titane sont comptés en MnO_2 et TiO_2 . Les bases (et les éléments traces) ne représentent qu'une proportion des constituants inférieure à la précision sur le total des analyses. Il n'en a pas été tenu compte.

Calculs intermédiaires :

dénomination	signification	définition
a_1	silice combinée en kaolinite	$\begin{cases} a_1 = b \frac{120}{102} & \text{si } a \frac{102}{120} \geq b \\ a_1 = a & \text{si } a \frac{102}{120} \leq b \end{cases}$
a_2	silice libre (quartz)	$a_2 = a - a_1$
b_1	alumine combinée en kaolinite	$\begin{cases} b_1 = a \frac{102}{120} & \text{si } a \frac{102}{120} \leq b \\ b_1 = b & \text{si } a \frac{102}{120} \geq b \end{cases}$
b_2	alumine libre	$b_2 = b - b_1$
f	silice combinée + alumine combinée	$f = a_1 + b_1$
d'	oxyde de manganèse tétravalent	$d' = d \frac{86,93}{76,26} \approx d \frac{8}{7}$

On obtient donc :

a_2 quartz calculé

$g = f \frac{258}{222}$ kaolinite calculée

$h = b_2 \frac{156}{102}$ gibbsite calculée

$i = c \frac{178}{160}$ goethite calculée

$j = h + d' + e$ gibbsite calculée + oxydes de manganèse et de titane

$k = a_2 + g$ quartz calculé + kaolinite calculée

$s = i + j + k$

On a ajouté dans les tableaux :

$l = c + e + d'$ somme des oxydes de fer, titane et manganèse

$m = c \frac{18}{160}$ eau nécessaire pour former de la goethite avec l'oxyde de fer.

b Signification des quantités calculées : Silice et alumine libres et combinées.

a_1 et b_1 sont des quantités calculées en supposant que la silice libre et l'alumine libre ne sont jamais présentes conjointement. Ces quantités correspondent donc à des limites supérieures. Corrélations

tivement, a_2 et b_2 sont des limites inférieures des quantités de quartz et d'alumine libre effectivement présentes. Que valent, pour les cuirasses, les approximations ainsi faites ?

1 DANS LES CUIRASSES BAUXITIQUES, les lames minces montrent que le quartz est pratiquement absent. Les approximations faites sont donc bonnes (il n'y a pas d'approximation).

2 DANS LES CUIRASSES INTERMÉDIAIRES la kaolinite est un constituant important. De faibles quantités de quartz sont généralement présentes, avec dans quelques cas, des grains de quartz dépassant 1 mm de dimension principale. Des pesées de résidus siliceux après attaque triacide ont donné les résultats suivants :

EE 41	}	faciès pseudo-gravillonnaire :	0,99 %
CS 122a			0,30 %
CS 124		faciès concrétionné :	0,90 %

L'alumine libre est parfois observée en lame mince, sous forme de gibbsite. C'est elle que le calcul fait apparaître dans presque tous les cas, notamment à des teneurs de quelques unités pour cent, dans des échantillons où la gibbsite n'est pas détectable. L'essentiel de l'alumine libre est alors diffuse dans les oxydes de fer. En définitive, le calcul donne l'alumine et la silice combinée avec une assez bonne approximation. Il donne l'alumine libre avec une approximation plus grossière, par défaut. Il néglige le quartz tant que sa teneur n'atteint pas quelques %.

3 DANS LES CUIRASSES DES GLACIS et les cuirasses récentes, l'alumine minéralogiquement exprimée est extrêmement rare. Mais il n'est pas exclu que l'alumine libre soit présente, diffuse dans les oxydes de fer. Le quartz est toujours présent à des teneurs généralement assez fortes pour apparaître seul par le calcul. La kaolinite est présente en grande quantité. L'approximation est assez bonne pour la silice et l'alumine combinée. Il en est de même pour la silice libre lorsque celle-ci est présente en grande quantité. Dans le cas contraire, les teneurs calculées de silice libre sont des ordres de grandeur minorés. L'alumine libre est le plus souvent négligée.

c Signification des quantités calculées : minéraux hydratés et somme totale.

La somme $i + j + k$ calculée varie autour de 100 dans une fourchette nettement plus large que la somme de l'analyse chimique. Les différences portent sur l'eau d'hydratation, calculée d'un côté avec les minéraux formés et mesurée de l'autre dans la perte au feu (la perte au feu comporte aussi de l'oxygène de transformation des oxydes de manganèse dont il est tenu compte en calculant ceux-ci en MnO_2).

Dans le calcul, l'erreur portant sur l'eau d'hydratation a deux origines :

- d'une part, les approximations faites dans la répartition de la silice et de l'alumine entre les formes libres et combinées ;
- d'autre part, le choix des minéraux formés, volontairement simplifié afin de permettre une comparaison des différentes cuirasses sur un même diagramme.

1 ERREUR LIÉE À LA RÉPARTITION DE LA SILICE ET DE L'ALUMINE EN FORMES LIBRES ET COMBINÉES.

Pour un échantillon de cuirasse comportant des quantités a et b de silice et d'alumine, dont a_1 et b_1 combinées, a_2 et b_2 libres, la quantité d'eau d'hydratation, si les minéraux formés sont le quartz, la kaolinite et la gibbsite, est :

$$x = (a_1 + b_1) \frac{36}{222} + b_2 \frac{54}{102}$$

a_1 , a_2 , b_1 et b_2 , considérées comme des variables, sont reliées aux paramètres a et b par les relations : $a_1 + a_2 = a$; $b_1 + b_2 = b$; $b_1 = a_1 \frac{102}{120}$

Il y a donc une variable indépendante. Choisissons a_2 .

$a_1 + b_1$ et b_2 s'exprime en fonction de a_2 :

$$a_1 + b_1 = (a - a_2) \frac{222}{120} \quad b_2 = b - (a - a_2) \frac{102}{120}$$

On en déduit : $x = \frac{3}{20} a_2 + \frac{9}{17} b - \frac{3}{20} a$

L'intervalle de variation de a_2 est limité par le fait que toutes les variables ne peuvent prendre que des valeurs positives ou nulles ce qui s'exprime par :

$$0 \leq a_2 \leq a \quad \text{si } 102a \leq 120b$$

$$a - b \frac{120}{102} \leq a_2 \leq a \quad \text{si } 102a \geq 120b$$

L'amplitude des variations de x est donc :

$$\frac{3}{20} a \quad \text{si } 102a \leq 120b \quad (\text{car on a alors : } \frac{9}{17} b - \frac{3}{20} a \leq x \leq \frac{9}{17} b)$$

$$\frac{3}{17} b \quad \text{si } 102a \geq 120b \quad (\text{car on a alors : } -\frac{3}{20} b \frac{120}{102} + \frac{9}{17} b \leq x \leq \frac{9}{17} b)$$

Cela signifie que pour des échantillons contenant par exemple 16 % de silice et 18 % d'alumine (comme cs 106b) ou 38 % de silice et 14 % d'alumine (comme cs 462), la quantité d'eau d'hydratation n'augmente que de 2,5 % quand on forme la plus grande quantité possible de quartz et de gibbsite au lieu de former la plus grande quantité possible de kaolinite.

La limite théorique de l'erreur de calcul est donc déjà basse. De plus, pratiquement, la séparation effectuée entre formes libres et combinées exclut une sous-estimation du quartz dépassant 5 %.

A une variation Δa_2 correspond une variation $\Delta x = \frac{3}{20} \Delta a_2$.

Pour $\Delta a_2 < \frac{5}{100}$, on a $\Delta x < \frac{3}{400}$.

L'erreur sur l'eau d'hydratation, entraînée par l'imprécision de la séparation de la silice et l'alumine en formes libres et combinées est donc inférieure à 0,75 %, quelles que soient les teneurs totales de silice et d'alumine.

2 CHOIX DES MINÉRAUX.

Alumine.

Dans les cuirasses bauxitiques, l'alumine, pour l'essentiel, est sous forme de gibbsite, ce qui a justifié le choix de la gibbsite pour les calculs. Dans les autres cuirasses, la teneur d'alumine libre est généralement faible. Tant que cette teneur ne dépasse pas quelques unités pour cent, la gibbsite n'apparaît pas et l'alumine libre est, pour l'essentiel, sous forme diffuse dans la goethite, c'est-à-dire sous forme Al OOH .

Soit un échantillon comportant b'_2 d'alumine libre sous forme Al (OH)_3 , y d'alumine libre sous forme Al OOH et a'_2 de quartz avec $\frac{102}{120} a'_2 < b'_2 + y$.

Le calcul fera apparaître une quantité b_2 d'alumine libre avec $b_2 = b'_2 + y - \frac{102}{120} a'_2$.

b_2 sera compté en gibbsite, $\frac{102}{120} a'_2$ en kaolinite.

L'eau d'hydratation introduite par le calcul sera :

$$b_2 \frac{54}{102} + \frac{102}{120} a'_2 \frac{36}{102} = \frac{18}{102} (3b_2 + 2a'_2 \frac{102}{120})$$

L'eau d'hydratation réelle est :

$$b'_2 \frac{54}{102} + y \frac{18}{102} = \frac{18}{102} (3b'_2 + y)$$

L'erreur commise sera donc :

$$E = \frac{18}{102} [3(b'_2 + y - \frac{102}{120} a'_2) + 2a'_2 \frac{102}{120} - (3b'_2 + y)]$$

$$E = \frac{18}{102} (2y - \frac{102}{120} a'_2).$$

Si $y > \frac{102}{120} a'_2$ l'erreur consiste à calculer en gibbsite une partie de l'alumine sous forme Al OOH, et à calculer le reste en kaolinite.

Si $y = \frac{102}{120} a'_2$ l'erreur consiste à calculer en kaolinite l'alumine présente sous forme Al OOH.

Si $y < \frac{102}{120} a'_2$ l'erreur précédente est faite. Mais elle est plus ou moins complètement compensée par le fait de calculer de la gibbsite en kaolinite.

Il y a compensation complète ($E = 0$) pour $y = \frac{1}{2} \frac{102}{120} a'_2$, c'est-à-dire lorsque le quartz négligé par le calcul est en quantité nettement supérieure à l'alumine incluse dans les oxydes de fer. En fait ce cas est théorique et l'erreur E est une erreur toujours faite par excès. Un cas défavorable comme $a'_2 = 0$ et $y = 4 \%$ donne $E = 8 \frac{18}{102}$, c'est-à-dire $E = 1,4 \%$, ce qui peut être considéré comme une limite supérieure de l'erreur liée au choix de la seule gibbsite comme forme de l'alumine libre calculée.

Titane et manganèse.

La teneur de TiO_2 n'atteint 2 % que dans quelques cuirasses bauxitiques. La teneur de MnO_2 est inférieure à 3 % dans la plupart des cuirasses. L'eau qui peut être associée au titane et au manganèse, lorsqu'ils sont en remplacement du fer, ou sous forme de wads pour le manganèse, est donc négligeable. Dans les zones de schistes manganésifères, la teneur en MnO_2 des cuirasses des glaciés et des cuirasses récentes peut dépasser 10 %. Dans ce cas, ces cuirasses remanient des débris de minerai dont les minéraux sont principalement le cryptomélane et la polianite non hydratés. Le calcul en MnO_2 et TiO_2 ne correspond finalement qu'à une très faible erreur par défaut.

Fer.

Parmi les erreurs précédentes, la première (répartition de la silice et de l'alumine) et la troisième (titane et manganèse) viennent en compensation de la deuxième (choix de la gibbsite). Les trois erreurs ne s'ajoutent donc pas, et l'erreur totale est de l'ordre de -1% à $+1,5 \%$.

Ce sont en définitive les composés du fer qui sont pour l'essentiel responsables des différences constatées entre la somme de l'analyse chimique et la somme des minéraux calculés. Le fer étant compté en goethite, trois cas se présentent :

- S est nettement supérieur à 100. Cela signifie qu'en réalité, une partie des oxydes de fer n'est pas hydratée ; c'est-à-dire que l'échantillon comporte de l'hématite.
- S est voisin de 100. Cela signifie que les oxydes de fer sont bien, pour l'essentiel, sous forme de goethite.
- S est nettement inférieur à 100. Cela signifie que l'échantillon comporte des agrégats cryptocristallins, appelés communément « limonites », à teneur en eau supérieure à celle de la goethite.

Sur un diagramme triangulaire où sont portés i , j et k , une somme différente de 100 se manifeste par le remplacement d'un point par un triangle équilatéral dont le côté est proportionnel à l'écart à 100. Ce triangle se déduit du diagramme par une homothétie positive ou négative selon que

la somme est inférieure ou supérieure à 100. Etant donné la disposition choisie pour le diagramme, cela revient à dire que le triangle a une pointe en haut si la somme est inférieure à 100, une pointe en bas si la somme est supérieure à 100. Aux erreurs de calcul et d'analyse près, les triangles représentant les analyses chimiques permettent donc d'apprécier, dans les composés du fer, la part prise par la goethite, l'hématite et les « limonites ». Des contrôles effectués par diffractométrie X confirment la présence d'hématite dans les échantillons à S nettement supérieur à 100.

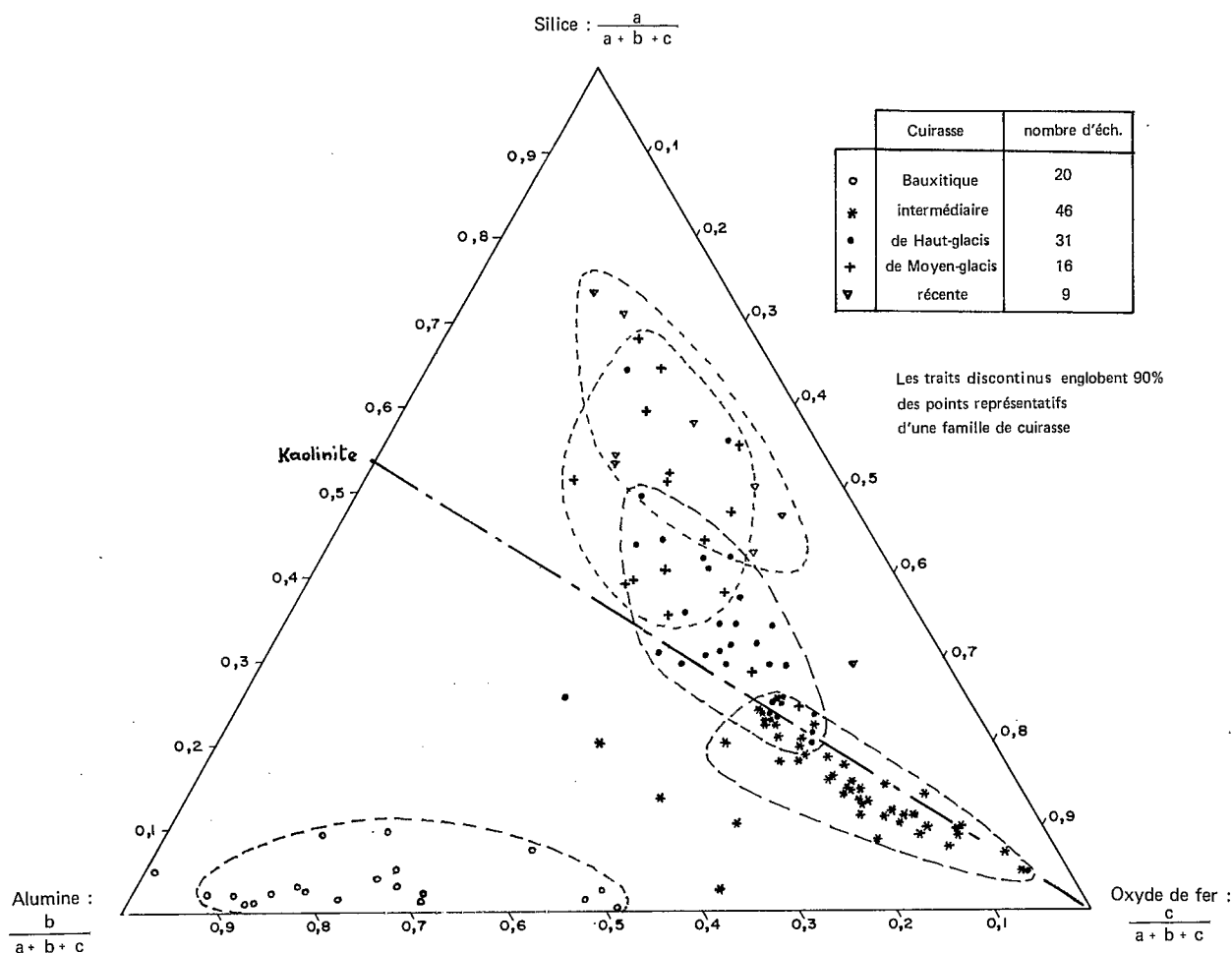


FIG. 53. — Diagramme silice/alumine/oxyde de fer. Ensemble des échantillons.

d Interprétation des diagrammes.

1 DIAGRAMMES SILICE, ALUMINE, OXYDE DE FER.

$$\frac{a}{a+b+c} ; \quad \frac{b}{a+b+c} ; \quad \frac{c}{a+b+c}$$

Ces diagrammes (fig. 53, 54, 55) manifestent une nette séparation entre les cuirasses bauxitiques, les cuirasses intermédiaires et les cuirasses de Moyen-glacis et récentes, qui correspondent respectivement à des pôles alumineux, ferrugineux et siliceux. Le domaine des cuirasses de Haut-glacis effectue la jonction entre le domaine des cuirasses intermédiaires et les domaines des

cuirasses de Moyen-glacis et récentes. Quelques cuirasses intermédiaires marginales, dont le classement dans les cuirasses intermédiaires a d'ailleurs fait l'objet de discussions (voir C, II) assurent la transition avec le domaine des cuirasses bauxitiques. En fait, la jonction entre les domaines des cuirasses bauxitiques et des cuirasses intermédiaires serait assurée par les cuirasses de pente. Celles-ci sont très hétérogènes et leur analyse chimique n'a pas été entreprise. Elle supposerait le prélèvement de gros échantillons avec un quartage sur le terrain.

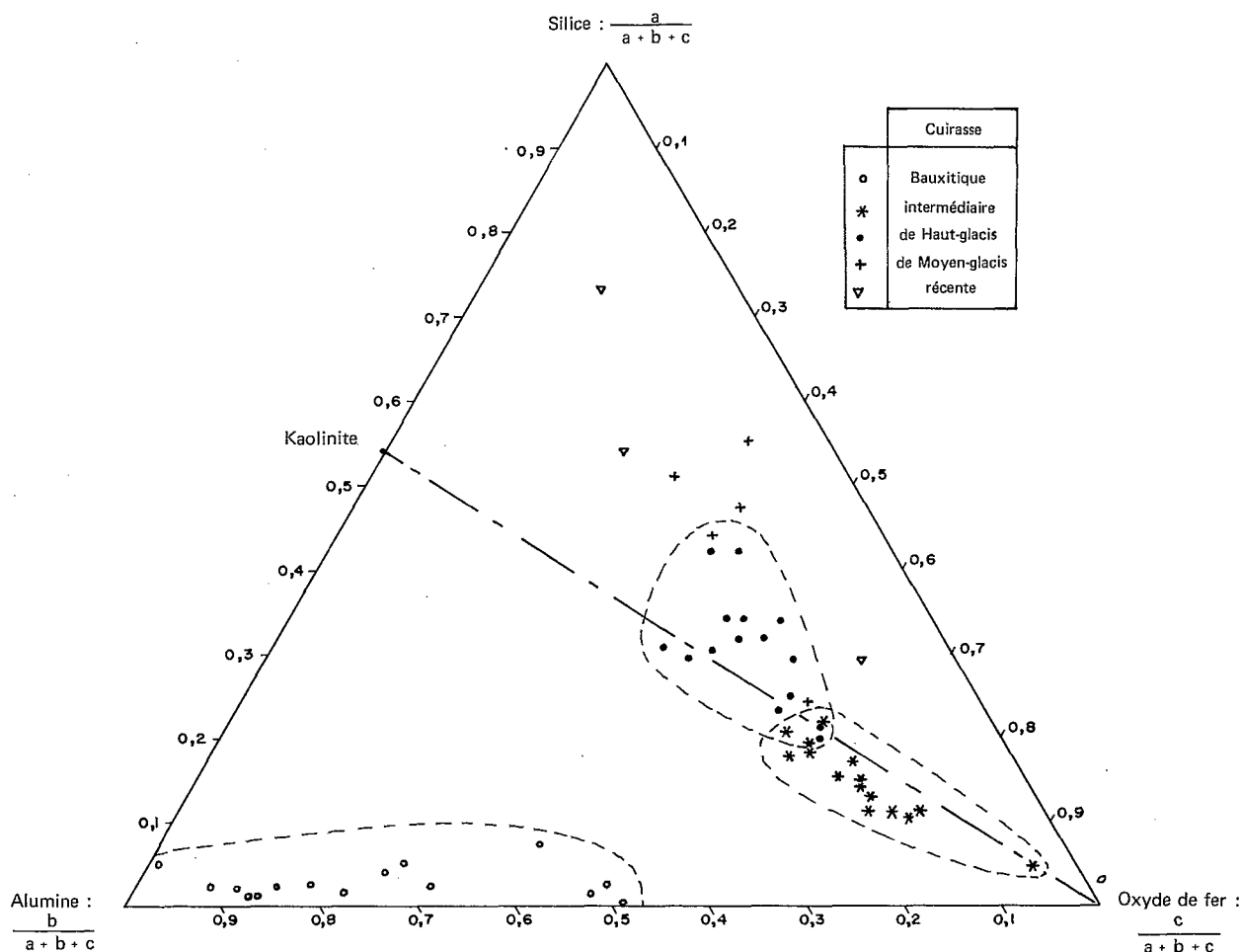


FIG. 54. — Diagramme silice/alumine/oxyde de fer. Région du Blafo-Guétou.

Bien que le nombre d'analyses et la répartition géographique des échantillons diffèrent pour chaque type de cuirasse, il apparaît à l'évidence que le domaine le mieux localisé, le plus étroit, est celui des cuirasses intermédiaires, allongé selon la droite du mélange kaolinite – oxyde de fer. Ce résultat est d'autant plus remarquable que les 46 échantillons de cuirasse intermédiaire analysés proviennent de régions réparties sur 10° de latitude, de sols sur des roches aussi diverses que des schistes, des minerais de manganèse ou des dolérites et de cuirasses dans des états de conservation variés, de la dalle en place au bloc remanié. Pour les cuirasses bauxitiques et les cuirasses de Haut-glacis, la dispersion reste limitée. (Ceci n'est guère significatif pour les cuirasses bauxitiques car la plupart des échantillons analysés proviennent d'une même cuirasse, celle du Guétou). Pour les cuirasses de Moyen-glacis et les cuirasses récentes, le nombre d'analyses est trop faible pour apprécier la dispersion des résultats, qui apparaît assez forte.

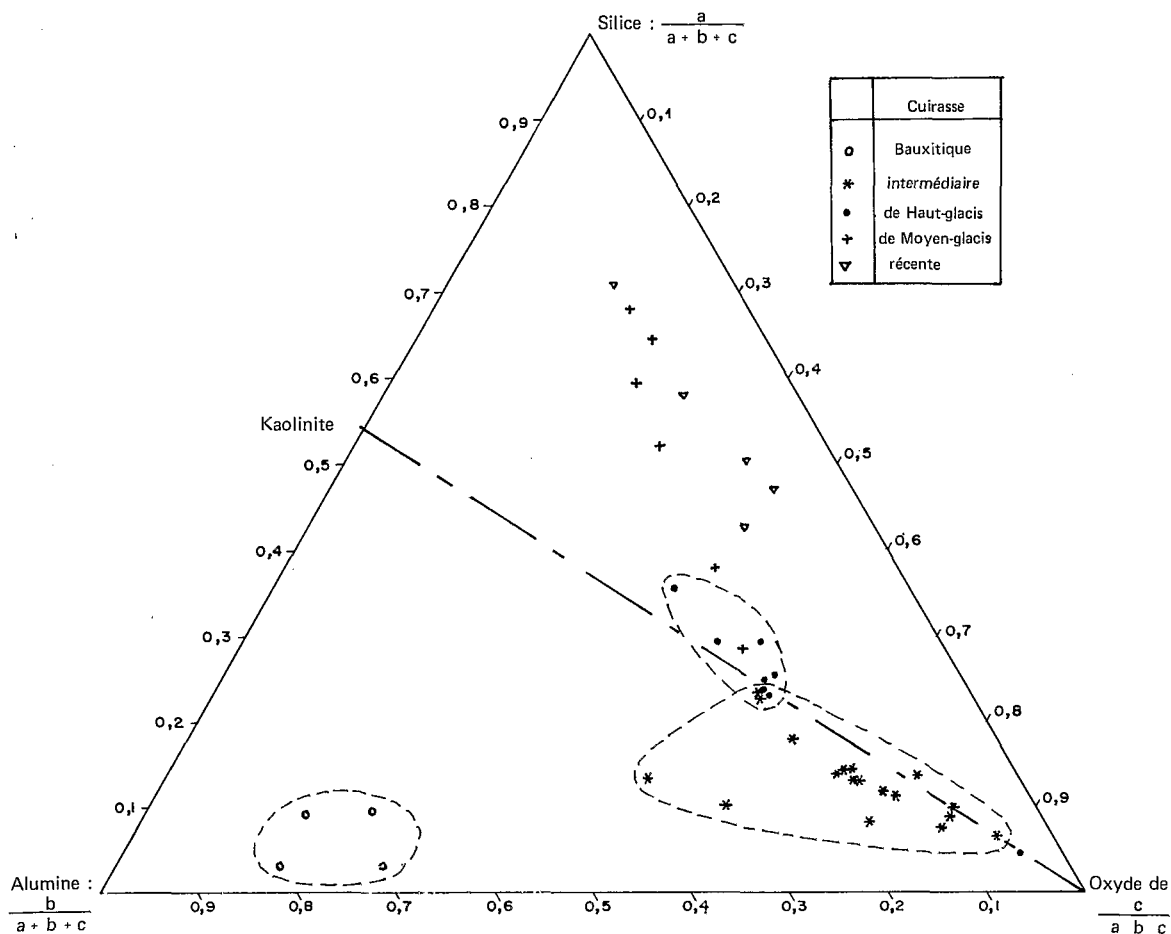


FIG. 55. — Diagramme silice/alumine/oxyde de fer. Région de Mokta.

2 DIAGRAMMES GOETHITE, GIBBSITE + OXYDES Ti Mn, KAOLINITE + QUARTZ (i, j, k).

Ces diagrammes (fig. 56, 57, 58) augmentent la séparation entre les cuirasses bauxitiques et les autres. Les analyses s'éloignent peu des droites de mélange gibbsite – goethite et goethite – kaolinite + quartz. Autrement dit, les fortes teneurs d'alumine libre et les fortes teneurs de kaolinite + quartz s'excluent (les cuirasses bauxitiques reposent pourtant sur d'épaisses lithomarges kaoliniques). Les cuirasses ferrugineuses se répartissent sur presque toute la droite du mélange goethite – kaolinite + quartz. Quelques cuirasses de Haut-glacis, riches en manganèse, s'éloignent de cette droite, ainsi que les cuirasses riches en alumine libre dont le classement dans les cuirasses intermédiaires est discutable. La séparation est bonne entre les cuirasses intermédiaires et les cuirasses de Haut-glacis, moins bonne entre les cuirasses de Haut-glacis et les cuirasses de Moyen-glacis ou récentes.

Toutefois les cuirasses de Haut-glacis et les cuirasses de Moyen-glacis ou récentes sont séparées sur un diagramme, kaolinite, quartz ou gibbsite, oxydes Fe Ti Mn (g, a₂ ou h, 1 + m). Ce diagramme peut être utilisé puisque le calcul exclut la présence conjointe de quartz et de gibbsite (fig. 59 et 60). Il montre que la distinction entre les cuirasses de Haut-glacis et les cuirasses de Moyen-glacis ou récentes correspond à une teneur plus forte des secondes en quartz, acquise non seulement au détriment de la teneur en oxyde de fer, mais aussi au détriment de la teneur en kaolinite.

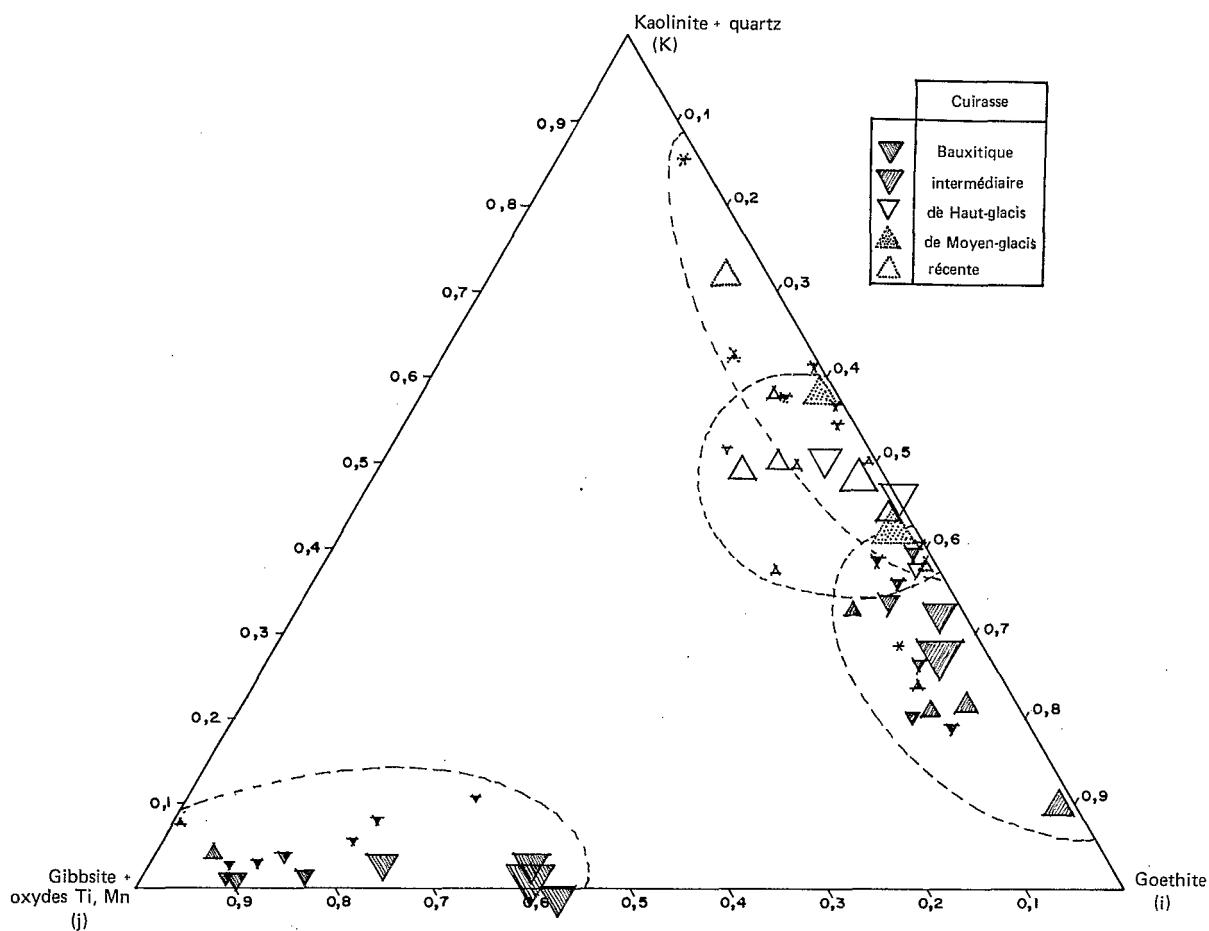


FIG. 56. — Diagramme k/j/i. Région du Blafo-Guêto.

Les triangles représentant les différents échantillons ont, pour les cuirasses bauxitiques, leur pointe tournée vers le bas, à de rares exceptions près. Certains sont de petite taille, dont les exceptions mentionnées, d'autres de taille moyenne ou grande. Pour les cuirasses intermédiaires, les triangles de petite taille ont leur pointe indifféremment tournée vers le haut ou vers le bas, mais les triangles de grande taille ont généralement leur pointe tournée vers le bas. Pour les cuirasses de Haut-glacis, les pointes des grands triangles sont tournées plus souvent vers le haut que vers le bas. Enfin pour les cuirasses de Moyen-glacis et récentes, les pointes des grands triangles sont toujours tournées vers le haut. L'hématite est donc d'autant mieux représentée que les cuirasses sont plus anciennes. Sa présence est générale dans les cuirasses bauxitiques, où elle est toutefois subordonnée à la goethite dans un peu plus de la moitié des échantillons. Dans les cuirasses intermédiaires, l'hématite n'est pas constante mais elle est encore bien représentée ; la goethite domine. Dans les cuirasses de Haut-glacis, l'hématite est rare, la goethite est associée aux « limonites » et parfois dominée par celles-ci. Dans les cuirasses de Moyen-glacis et récentes, les oxydes de fer se partagent entre la goethite et les limonites.

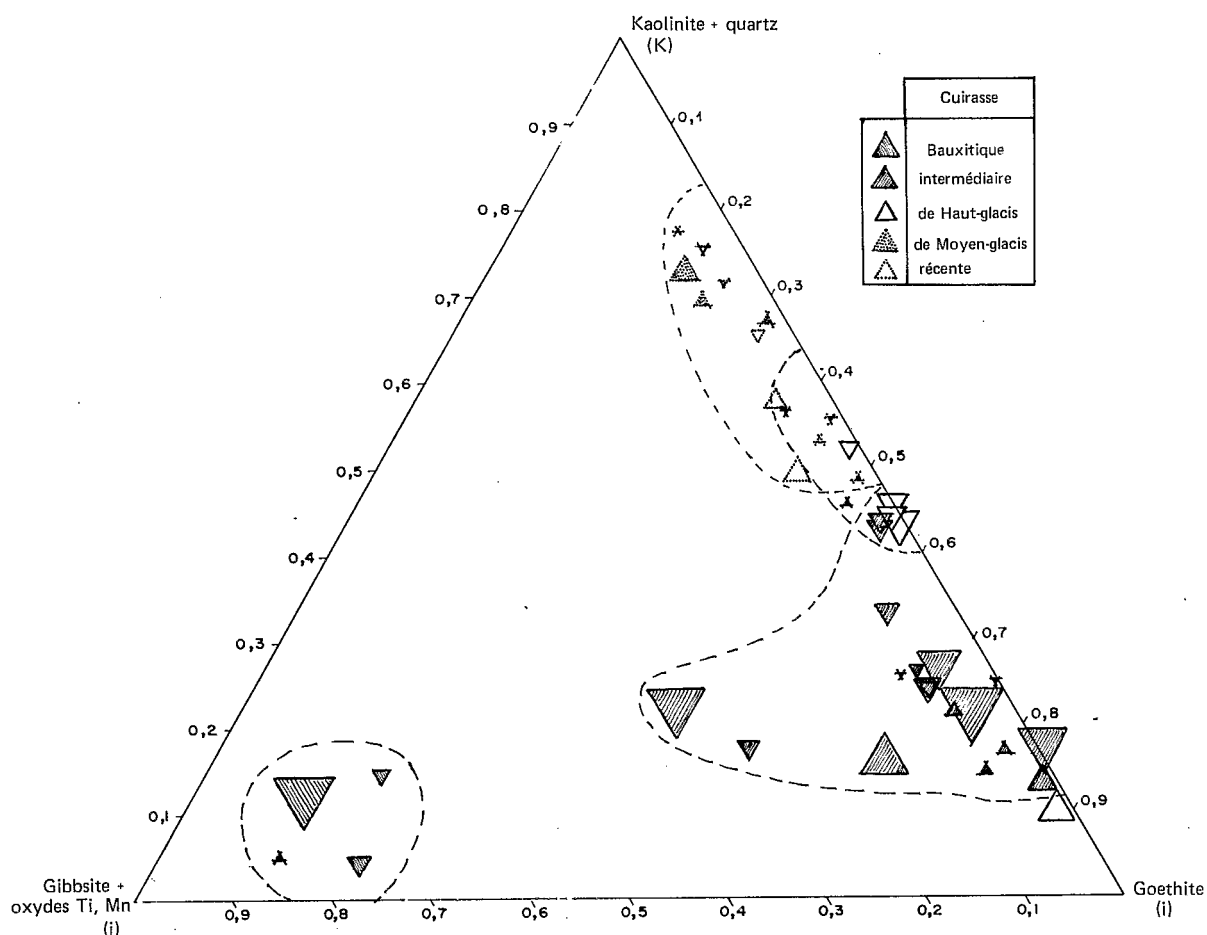


FIG. 57. — Diagramme k/j/i. Région de Mokta.

e Teneurs moyennes en oxyde de fer (Fe_2O_3), en quartz et en kaolinite :

Nombre d'échantillons et provenance		Fe ₂ O ₃	quartz	Kaolinite
<i>Cuirasses bauxitiques</i>				
20	{ 15 Blafo-Guétó 5 divers	17,6 % 16,0 %	{ 17,2 %	{ 4,2 % 8,4 % } 5,3 %
<i>Cuirasses intermédiaires</i>				
46	{ 15 Blafo-Guétó 18 Mokta 13 divers	59,6 % 61,2 % 56,3 %	{ 59,3 %	{ 27,6 % 24,6 % 30,8 % } 27,3 %
<i>Cuirasses de Haut-glacis</i>				
33	{ 15 Blafo-Guétó 18 divers	41,6 % 40,1 %	{ 40,8 % 6,8 % 10,4 % } 8,8 %	{ 41,3 % 40,2 % } 40,7 %
<i>Cuirasses de Moyen-glacis</i>				
25	{ 5 Blafo-Guétó 6 Mokta 5 Korhogo <i>Cuirasses récentes</i> 9 divers	35,6 % 28,5 % 27,3 % 29,1 %	{ 29,9 % 24,1 % 28,9 % 8,5 % 32,9 % } 25,3 %	{ 31,9 % 35,0 % 56,0 % 29,2 % } 36,5 %

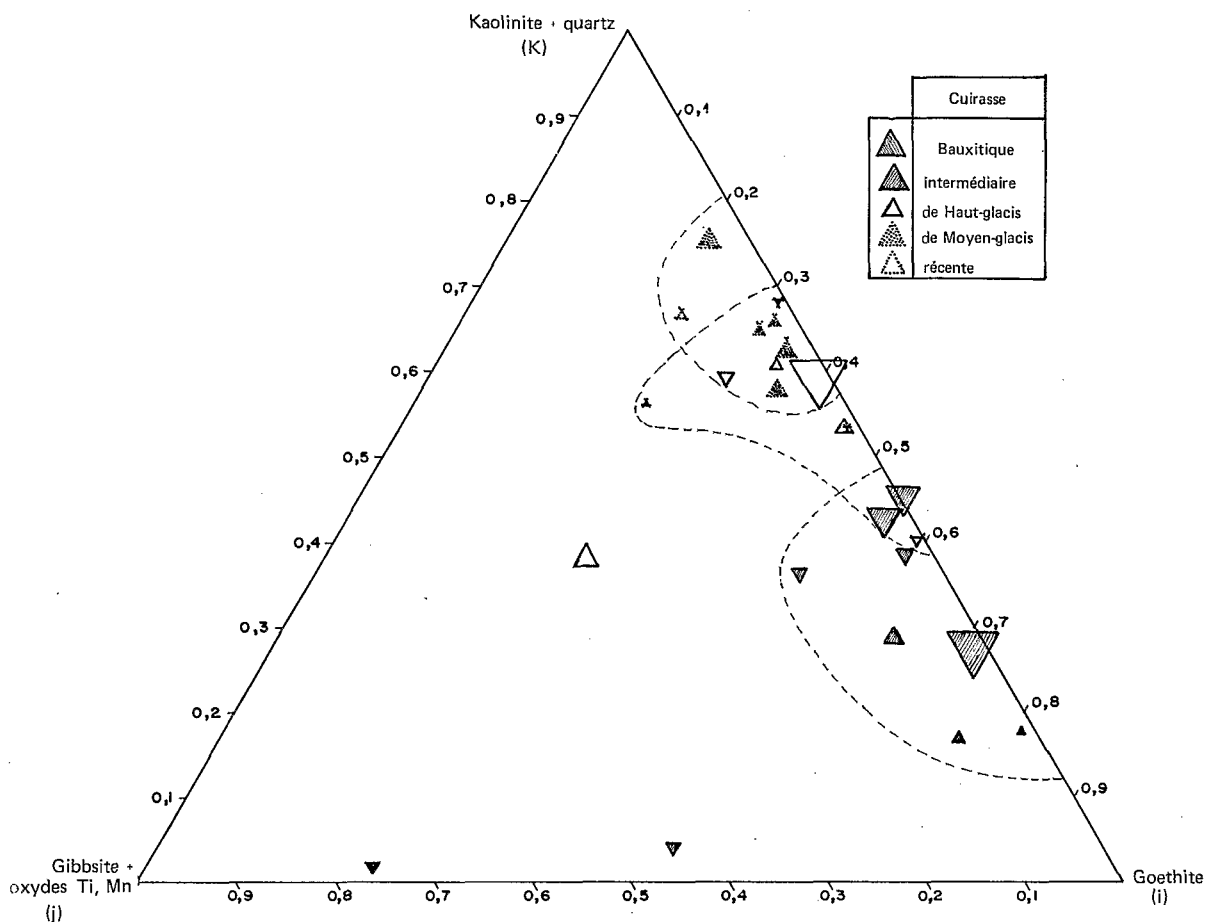


FIG. 58. — Diagramme k/j/i. Autres régions.

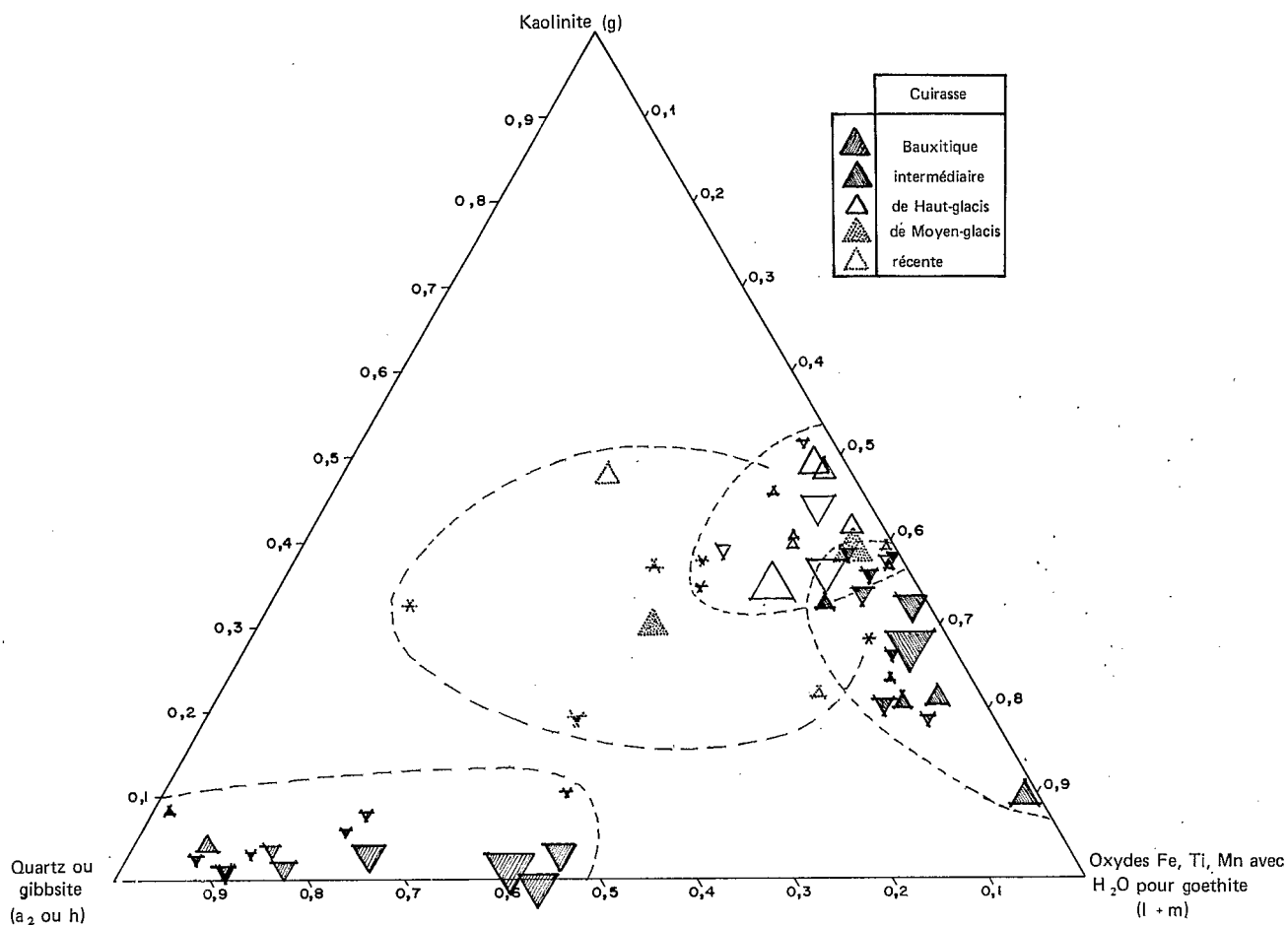
f Le manganèse dans les cuirasses.

Le manganèse est parfois présent dans les cuirasses bauxitiques, lorsque celles-ci comportent des reliques de schistes manganésifères ou de minerais oxydés riches. C'est une présence accidentelle, liée à la nature des roches immédiatement sous-jacentes.

Le manganèse est fréquent dans les cuirasses du Haut-glacis et dans les cuirasses plus récentes, lorsqu'elles se sont développées dans l'environnement des niveaux manganésifères birrimiens. À côté de débris remaniés de minerais oxydés, le manganèse est sous forme de concrétions, pisolithes et cortex, poreux, tendres, constitués principalement d'oxydes crypto-cristallins appelés communément « wads ». Ces wads sont l'équivalent manganésifère des limonites, auxquelles ils sont d'ailleurs fréquemment associés dans les concrétions et pisolithes.

Le manganèse est en revanche faiblement représenté ou absent dans les cuirasses intermédiaires, même lorsque celles-ci coiffent des gisements importants.

Les moyennes obtenues pour les teneurs en MnO_2 sont les suivantes :

Fig. 59. — Diagramme g/a_2 ou $h/l+m$. Région du Blafo-Guétó.*Cuirasses bauxitiques :*

15 échantillons de la région du Blafo-Guétó	1,35 %	} 1,0 % (20 éch.)
5 échantillons d'autres régions	0,06 %	

Cuirasses intermédiaires :

15 échantillons de la région du Blafo-Guétó	0,17 %	} 0,3 % (46 éch.)
18 échantillons de la région de Mokta	0,21 %	
13 échantillons d'autres régions dont HV 31a (3,8 %)	0,59 %	

Cuirasses du Haut-glacis :

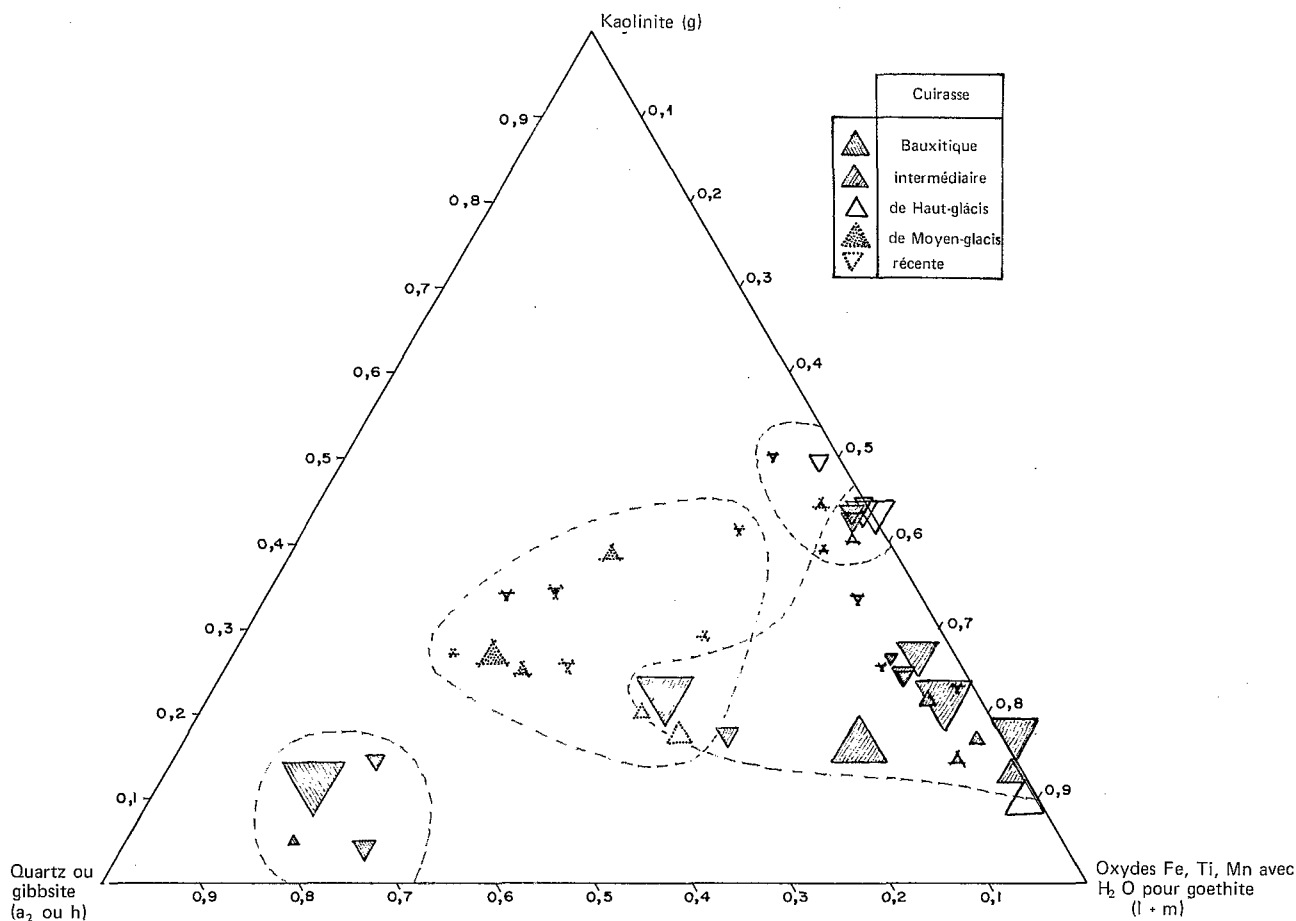
15 échantillons de la région du Blafo-Guétó	4,2 %	}
18 échantillons d'autres régions	3,4 %	

Cuirasses du Moyen-glacis :

16 échantillons de diverses régions	2,7 %	} 3,5 % (58 éch.)

Cuirasses récentes :

9 échantillons de diverses régions	4,2 %	}
------------------------------------	-------	---

FIG. 60. — Diagramme g/a_2 ou $h/l+m$. Région de Mokta.

g Conclusion.

Tout en confirmant les résultats de l'observation directe, les analyses chimiques montrent que les cuirasses intermédiaires occupent une position centrale (ou, précisément, intermédiaire) entre deux autres types de cuirasse :

- des cuirasses plus anciennes, plus riches en alumine libre, où l'hématite est bien représentée.
- des cuirasses plus récentes, plus riches en kaolinite et en quartz, où l'hématite est rare ou absente.

Dans les cuirasses de Haut-glacis, par rapport aux cuirasses intermédiaires, le fer diminue au profit de la kaolinite et secondairement du quartz. Dans les cuirasses de Moyen-glacis et récentes, le fer diminue au profit du quartz et secondairement de la kaolinite.

Sans doute les cuirasses de pente combleraient-elles sur les diagrammes, le vide important qui sépare les cuirasses bauxitiques des cuirasses intermédiaires. Mais, en fait, les cuirasses de pente sont un mélange des unes et des autres et la jonction ainsi créée serait artificielle. Limités aux cuirasses associées aux aplanissements successifs, les diagrammes rendent compte des différences entre les modes de formation de ces cuirasses tels qu'ils sont apparus dans les chapitres précédents :

- d'un côté, le cuirassement bauxitique d'un paysage de pénéplaine aux ondulations modestes, au cours d'une très longue période dominée par des climats à forte pluviométrie.

— de l'autre côté, le cuirassement ferrugineux de systèmes de glacis adossés à des reliefs résiduels, au cours de périodes de transition relativement brèves entre des climats très contrastés et des climats à pluviosité bien répartie.

A la coupure géochimique entre les cuirasses bauxitiques et les cuirasses ferrugineuses, répond la suite très enchaînée des cuirasses de Haut-glacis, des cuirasses de Moyen-glacis et des cuirasses récentes.

Les cuirasses intermédiaires étaient associées à des glacis très développés qui, dans certaines régions où les reliefs résiduels étaient peu nombreux, se sont étendus sur l'ensemble du paysage. Puissantes, accompagnées d'altérations profondes, elles témoignent d'un phénomène de plus grande ampleur que le cuirassement des systèmes de glacis ultérieurs. Si la continuité géochimique est assurée avec les cuirasses de Haut-glacis, les cuirasses intermédiaires présentent une forte individualité. Au cœur du dispositif, elles révèlent une composition remarquablement constante où les oxydes de fer et la kaolinite ne souffrent pratiquement pas d'autre compagnon qu'un peu d'alumine. Elles représentent une étonnante concentration géochimique du fer.

	a	b	c	d	e								d'	a ₂	a ₁	b ₁	b ₂
Échantillon	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	Ti O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Perte à 1000° C	Total	Mn O ₂					
CS 55	3,6	62,0	0,5	0,01	1,20	< 0,2	< 0,1	0,3	< 0,1	31,6	99,2	0,01	0	3,6	3,1	58,9	
131.1	1,6	57,0	9,8	0,08	1,83	—	—	—	—	28,5	98,8	0,09	—	3,6	1,4	55,6	
131.2	1,9	49,3	22,0	0,13	1,39	—	—	—	—	25,8	100,5	0,15	—	1,9	1,6	47,7	
131.3	1,3	40,3	36,8	0,14	1,04	—	—	—	—	20,3	99,9	0,16	—	1,3	1,1	39,2	
131.4	0,2	37,8	39,8	0,36	1,03	—	—	—	—	22,10	101,1	0,41	—	0,2	0,2	37,8	
* 132.2	2,7	50,0	17,2	0,31	1,91	—	0,48	< 0,10	—	26,40	99,0	0,35	—	2,7	2,3	47,7	
132.3	1,9	36,6	35,7	4,82	0,78	—	< 0,1	—	—	19,6	100,1	5,5	—	1,9	1,6	35,0	
* 132.4	3,7	49,0	18,5	0,19	1,53	—	0,42	—	—	25,90	99,3	0,22	—	3,7	3,1	45,9	
132.5	1,1	54,6	15,2	0,06	0,66	—	0,11	—	—	28,6	100,3	0,07	—	1,1	0,9	53,7	
132.6	0,8	58,6	8,2	0,05	1,95	—	< 0,1	—	—	30,2	99,9	0,06	—	0,8	0,7	57,9	
133.1	0,8	58,7	9,1	0,08	1,22	—	—	—	—	30,2	100,1	0,09	—	0,8	0,7	58,0	
133.2	1,9	55,3	12,2	0,27	1,04	—	—	—	—	28,6	99,3	0,31	—	1,9	1,6	53,7	
133.3	1,7	58,8	4,8	0,14	1,68	—	—	—	—	30,9	98,0	0,16	—	1,7	1,4	57,4	
133.4	1,4	58,4	7,4	0,47	1,46	—	—	—	—	30,1	99,2	0,54	—	1,4	1,2	57,2	
133.5	5,1	35,7	26,2	9,8	0,95	—	—	—	—	21,5	99,3	11,2	—	5,1	4,3	31,4	
moyenne	2,0	51,3	17,6	1,1	1,3	< 0,2			< 0,1	26,7	99,6	1,35					

RÉGION DU BLAFO-GUÉTO : CUIRASSES BAUXITIQUES ANALYSES

	a	b	c	d	e								d'	a ₂	a ₁	b ₁	b ₂
Échantillon	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	Ti O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Perte à 1000° C	Total	Mn O ₂					
SS 132	2,2	52,7	11,0	0,04	4,69	< 0,2	< 0,1	< 0,10	< 0,1	29,0	99,6	0,05	0	2,2	1,9	50,8	
133a	7,0	48,6	16,6	0,04	2,60	—	—	—	—	24,9	99,7	0,04	—	7,0	6,0	42,6	
133b	2,3	49,1	19,2	0,07	3,86	—	—	—	—	26,4	101,0	0,07	—	2,3	2,0	47,1	
144	6,8	54,4	12,0	0,04	4,24	—	—	—	—	22,4	100,0	0,04	—	5,8	5,8	48,6	
SL 1	1,1	47,1	21,1	0,07	5,20	—	0,24	—	—	25,9	100,7	0,08	—	1,1	0,9	46,2	
moyenne	3,9	50,4	16,0	0,05	4,1	< 0,2		< 0,1	< 0,1	25,7	100,2	0,06					

AUTRES CUIRASSES BAUXITIQUES : ANALYSES

	a	b	c	d	e								d'	a ₂	a ₁	b ₁	b ₂
Échantillon	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	Ti O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Perte à 1000° C	Total	Mn O ₂					
CS 106 b	16,1	18,0	54,0	0,20	0,65	< 0,20	< 0,10	0,10	< 0,10	11,7	100,8	0,23	0	16,1	13,7	4,3	
112	9,8	10,8	65,2	0,05	0,42	—	—	< 0,10	—	12,3	98,6	0,06	—	9,8	8,3	2,5	
113	15,7	15,0	59,8	0,02	0,74	—	—	—	—	9,6	100,9	0,02	—	15,7	13,3	1,7	
122a	13,7	15,5	61,9	0,09	0,90	—	—	—	—	8,2	100,3	0,11	—	13,7	11,7	3,8	
* 122b	19,2	15,3	53,3	0,80	1,10	—	0,19	—	—	9,2	99,1	0,92	1,2	18,0	15,3	0	
124	15,0	19,2	50,2	0,03	0,69	—	< 0,10	—	—	13,4	98,5	0,04	0	15,0	12,8	6,4	
126	16,9	17,5	53,6	0,07	0,56	—	—	0,18	—	9,5	98,1	0,08	—	16,9	14,4	3,1	
127	18,1	19,0	50,3	0,04	0,65	—	—	< 0,10	—	10,6	98,7	0,05	—	18,1	15,4	3,6	
129	11,0	14,7	60,3	0,01	0,69	—	—	—	—	13,1	99,8	0,02	—	11,0	9,4	5,3	
130a	13,3	16,4	57,1	0,16	0,38	—	—	—	—	12,4	99,7	0,19	—	13,3	11,3	5,1	
457	4,1	3,8	78,7	0,08	0,22	—	—	—	—	12,0	98,9	0,09	—	4,1	3,5	0,3	
458b	9,1	12,4	65,8	0,26	0,75	—	—	—	—	12,9	101,2	0,30	—	9,1	7,7	4,7	
478	9,9	15,5	61,9	0,05	0,66	—	—	—	—	11,9	99,9	0,05	—	9,9	8,4	7,1	
479	12,5	15,2	59,8	0,04	0,67	—	—	—	—	11,3	99,5	0,04	—	12,5	10,6	4,6	
480	9,5	13,2	62,3	0,27	0,53	—	—	—	—	13,0	98,8	0,31	—	9,5	8,1	5,1	
moyenne	12,9	14,8	59,6	0,14	0,64	< 0,20	< 0,10	< 0,10	< 0,10	11,4	99,5	0,17	—				4,1
CS 123	16,2	32,5	31,9	0,04	0,96	—	—	—	—	17,6	99,2	0,05	—	16,2	13,8	18,7	

RÉGION DU BLAFO-GUÉTO : CUIRASSES INTERMÉDIAIRES ANALYSES

	a	b	c	d	e								d'	a ₂	a ₁	b ₁	b ₂
Échantillon	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	Ti O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Perte à 1000° C	Total	Mn O ₂					
SS 82	5,8	4,8	75,9	0,06	0,40	< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	12,1	99,1	0,07	0,2	5,6	4,8	0	
104a	6,6	9,1	70,7	0,17	0,64	—	—	—	—	12,3	99,5	0,19	0	6,6	5,6	3,5	
116	9,9	11,5	64,6	0,50	0,41	—	—	0,39	—	12,3	99,6	0,57	—	9,9	8,4	3,1	
117	20,4	19,2	49,7	0,16	0,66	—	—	0,51	—	10,4	101,1	0,18	—	20,4	17,3	1,9	
120a	20,8	19,4	49,4	0,07	0,53	—	—	0,51	—	10,4	101,3	0,08	—	20,8	17,7	1,7	
125	7,7	8,1	71,2	0,10	0,64	—	—	< 0,1	—	11,9	99,6	0,11	—	7,7	6,5	1,6	
131	13,3	14,6	62,7	0,05	1,23	—	—	0,12	—	8,6	100,6	0,06	—	13,3	11,3	3,3	
136	8,6	25,9	48,8	0,05	1,40	—	—	< 0,1	0,1	15,8	100,7	0,06	—	8,6	7,3	18,6	
137	11,3	31,6	41,3	0,47	1,78	—	—	—	< 0,1	13,8	101,3	0,54	—	11,3	9,6	22,0	
139	6,8	14,2	59,7	0,27	0,63	—	—	—	0,1	17,0	98,7	0,31	—	6,8	5,8	8,4	
148	12,0	15,5	58,5	0,29	0,95	—	—	—	< 0,1	11,7	98,9	0,33	—	12,0	10,2	5,3	
149	15,8	17,7	53,1	0,08	0,95	—	—	—	—	10,9	98,5	0,09	—	15,8	13,4	4,3	
150	11,6	14,2	61,9	0,36	0,70	—	—	—	—	11,2	100,0	0,41	—	11,6	9,9	4,3	
151	12,6	15,2	59,8	0,12	0,66	—	—	—	—	11,4	99,8	0,14	—	12,6	10,7	4,5	
162	11,8	14,6	62,1	0,07	0,81	—	—	—	—	9,8	99,2	0,08	—	11,8	10,0	4,6	
163	11,3	13,1	68,4	0,07	0,83	—	—	—	—	7,5	101,3	0,08	—	11,3	9,6	3,5	
SS 187	12,2	8,8	67,4	0,07	0,28	—	—	—	—	10,0	98,8	0,08	1,8	10,4	8,8	0	
193	9,2	7,8	76,4	0,29	0,67	—	—	—	—	6,2	100,7	0,33	0	9,2	7,8	0	
moyenne	11,5	14,7	61,2	0,18	0,80	< 0,2	< 0,1		< 0,1	11,3	99,9	0,21					

RÉGION DE MOKTA : CUIRASSES INTERMÉDIAIRES ANALYSES

	a	b	c	d	e								d'	a ₂	a ₁	b ₁	b ₂
Échantillon	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	Ti O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Perte à 1000° C	Total	Mn O ₂					
EE 41*	13,8	12,3	65,7	1,15	1,0	0,22	0,14	< 0,1	< 0,1	5,33	99,6	1,31	0	13,8	11,7	0,6	
73b	18,1	17,1	53,5	0,12	0,74	< 0,2	< 0,1	—	—	9,75	99,4	0,14	—	18,1	15,4	1,7	
107	17,1	23,4	44,9	0,42	0,88	—	—	—	—	13,4	100,1	0,48	—	17,1	14,5	8,9	
123	12,9	15,6	55,4	0,29	0,90	—	—	—	—	14,1	99,4	0,33	—	12,9	11,0	4,6	
HV 31a	18,6	17,4	47,5	3,31	0,63	—	—	0,24	—	11,7	99,4	3,8	—	18,6	15,8	1,6	
31b	21,4	19,4	49,5	0,39	0,19	—	—	0,11	—	10,0	101,0	0,45	—	21,4	18,2	1,2	
42	8,5	10,0	67,8	0,64	0,52	—	—	< 0,1	< 0,1	11,9	99,4	0,73	—	8,5	7,2	2,8	
59b	16,8	16,1	58,6	0,08	1,48	—	—	—	—	7,5	100,6	0,09	—	16,8	14,3	1,8	
GH 23	22,7	17,6	50,7	0,06	0,48	—	—	0,28	—	8,6	100,4	0,07	2,0	20,7	17,6	0	
30	20,3	19,5	50,4	0,03	0,69	—	—	< 0,1	—	10,3	101,2	0,04	0	20,3	17,4	2,1	
31	8,1	7,5	72,8	0,05	0,25	—	—	0,14	—	12,2	101,1	0,05	—	8,1	6,9	0,6	
32	7,6	11,3	67,2	0,07	0,31	—	—	< 0,1	—	13,0	99,5	0,08	—	7,6	6,5	4,8	
SL 4	2,0	28,9	47,4	0,04	2,29			0,35	0,36	18,9	100,2	0,05	—	2,0	1,7	27,2	
moyenne	14,5	16,6	56,3	0,5	0,80	< 0,2	< 0,1			11,3	100,1	0,59					

AUTRES CUIRASSES INTERMÉDIAIRES ANALYSES

	a	b	c	d	e								d'	a ₂	a ₁	b ₁	b ₂
Échantillon	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	Ti O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Perte à 1000° C	Total	Mn O ₂					
CS 16	24,1	18,8	35,6	7,2	0,82	< 0,20	< 0,10	0,38	0,18	11,8	98,9	8,2	2,0	22,1	18,8	0	
27	24,0	22,5	31,1	9,2	0,74	—	0,20	0,73	0,47	11,9	100,8	10,5	0	24,0	20,4	2,1	
28	22,3	20,4	32,3	8,9	0,70	—	0,19	0,73	0,50	11,6	97,6	10,1	0	22,3	19,0	1,4	
101	17,8	16,5	54,3	0,07	0,44	—	< 0,10	0,23	0,20	10,9	100,5	0,08	0	17,8	15,1	1,4	
102	27,3	14,9	49,9	0,06	0,84	—	—	0,32	0,28	5,9	99,5	0,07	9,8	17,5	14,9	0	
103	18,6	15,4	53,0	0,07	0,74	—	—	0,27	0,12	11,4	99,6	0,08	0,5	18,1	15,4	0	
104	28,2	16,1	44,1	0,09	0,64	—	—	0,31	0,23	10,2	99,9	0,10	9,3	18,9	16,1	0	
106a	17,3	15,7	41,4	12,4	0,79	—	—			11,1	98,7	14,1	0	17,3	14,7	1,0	
110a	28,7	13,2	43,1	0,49	0,87	—	—			13,3	99,7	0,56	13,2	15,5	13,2	0	
111	21,6	16,3	48,3	0,33	0,78	—	—			8,2	95,5	0,38	2,4	19,2	16,3	0	
117	30,1	18,2	39,5	0,76	0,80	—	—			10,1	99,5	0,87	8,7	21,4	18,2	0	
118	27,5	17,9	40,9	4,70	0,70	—	—			7,0	98,7	5,35	6,4	21,1	17,9	0	
462	38,4	13,8	38,3	0,13	0,63	—	—	0,16	0,07	8,6	100,1	0,15	22,2	16,2	13,8	0	
466b	36,2	15,7	33,9	4,62	0,75	—	—	0,45	0,12	9,4	101,1	5,27	17,7	18,5	15,7	0	
466c	28,2	15,6	37,9	6,22	0,76	0,20	0,11	0,40	0,13	11,2	100,7	7,09	9,8	18,4	15,6	0	
moyenne	26,0	16,7	41,6	3,7	0,73	< 0,2		0,40	0,23	10,2	99,4	4,2	6,8				

RÉGION DU BLAFO-GUÉTO : CUIRASSES DU HAUT-GLACIS ANALYSES

	a	b	c	d	e							d'	a ₂	a ₁	b ₁	b ₂
Échantillon	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	Ti O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Perte à 1000° C	Total	Mn O ₂				
CS 521	20,7	14,7	53,5	0,26	0,69	< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	8,6	98,5	0,30	3,4	17,3	14,7	0
522	32,8	14,9	40,3	0,26	0,69	—	—	—	—	9,9	98,9	0,30	15,3	17,5	14,9	0
SS 81	24,8	15,5	44,8	2,68	1,01	—	—	—	—	10,8	99,6	3,06	6,6	18,2	15,5	0
129	21,9	16,0	48,7	0,58	1,20	—	—	—	—	11,8	100,2	0,66	3,1	18,8	16,0	0
184	22,5	17,8	50,1	0,34	0,73	—	—	0,56	0,23	9,3	101,6	0,39	1,6	20,9	17,8	0
185	30,0	19,9	34,3	3,76	1,01	—	—	0,46	0,11	10,5	100,0	4,30	6,6	23,4	19,9	0
SS 79	26,1	19,9	42,6	0,63	0,70	—	0,10	1,29	0,17	8,14	99,7	0,72	2,7	23,4	19,9	0
96 *	57,7	13,5	18,50	2,86	0,65	—	0,80	0,86	< 0,1	5,7	101,2	3,27	41,8	15,9	13,5	0
166	21,0	18,6	49,5	0,15	0,59	—	< 0,1	0,78	—	9,5	100,2	0,17	0	21,0	17,9	0,7
172b	4,1	3,4	78,4	0,04	0,16	—	0,18	—	—	11,7	97,9	0,05	0,1	4,0	3,4	0
195	20,9	18,7	51,7	0,21	0,54	—	< 0,1	1,38	0,19	7,3	100,9	0,24	0	20,9	17,8	0,9
NN 16a*	17,4	28,5	23,0	11,1	0,93	0,34	0,54	0,1	0,40	18,5	100,8	12,70	0	17,4	14,8	13,7
16b*	35,5	18,0	27,4	9,0	0,67	< 0,2	0,56	0,1	< 0,1	10,4	101,6	10,30	14,3	21,2	18,0	0
28a	27,2	19,7	40,8	0,33	0,74	—	0,10	0,11	< 0,1	11,2	100,4	0,38	4,0	23,2	19,7	0
29	38,8	21,9	28,0	0,11	0,83	—	< 0,1	0,12	—	11,6	101,4	0,13	13,0	25,8	21,9	0
EE 17	35,5	15,3	21,1	16,6	0,77	—	—	0,67	—	11,3	101,3	19,00	17,5	18,0	15,3	0
40 *	37,8	17,4	37,6	1,6	0,93	0,36	0,48	0,20	—	5,8	102,2	1,83	17,3	20,5	17,4	0
NE 1 *	49,5	7,8	31,0	3,22	0,93	—	0,60	0,12	—	7,8	101,0	3,68	40,3	9,2	7,8	0
moyenne	29,1	16,8	40,1	3,0	0,77					10,0	100,4	3,4	10,4			

AUTRES CUIRASSES DE HAUT-GLACIS ANALYSES

	a	b	c	d	e							d'	a ₂	a ₁	b ₁	b ₂
Échantillon	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	Ti O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Perte à 1000° C	Total	Mn O ₂				
CS 107	37,9	14,9	33,2	4,2	0,51	< 0,2	< 0,1			8,7	99,4	4,8	20,4	17,5	14,9	0
108	42,6	14,6	26,3	6,3	0,76	—	—	0,62	0,46	8,8	100,4	7,2	25,4	17,2	14,6	0
114	20,8	14,9	49,1	0,06	1,03	—	—			11,5	97,4	0,07	3,3	17,5	14,9	0
115	41,9	11,3	35,3	0,20	0,41	—	—			7,9	97,0	0,23	28,6	13,3	11,3	—
116	51,6	7,5	34,3	0,06	0,39	—	—			6,3	100,1	0,07	42,8	8,8	7,5	—
SS 98*	55,6	9,8	20,6	5,6	0,58	—	1,82	0,83	0,11	5,9	100,8	6,4	44,1	11,5	9,8	—
99*	57,9	10,3	17,0	5,04	0,62	0,50	1,63	0,85	0,11	5,8	99,7	5,76	45,8	12,1	10,3	—
100*	53,0	13,8	22,3	3,08	0,62	0,32	1,52	1,05	0,37	5,8	101,8	3,52	36,8	16,2	13,8	—
122	46,2	15,2	27,7	0,64	0,60	< 0,2	< 0,1	1,0	0,18	7,7	99,2	0,73	28,3	17,9	15,2	—
127	24,7	17,5	44,3	0,62	1,06	—	—	0,11	< 0,1	11,2	99,5	0,71	4,1	20,6	17,5	—
156	33,5	16,4	38,8	0,22	1,06	—	—	0,11	—	9,5	99,6	0,25	14,2	19,3	16,4	—
NN 17a*	32,6	23,6	27,4	2,98	0,60	—	0,61	< 0,10	—	13,4	101,2	3,41	4,8	27,8	23,6	—
17b*	33,8	23,3	28,3	0,88	0,95	—	0,54	—	—	12,6	100,3	1,01	6,4	27,4	23,3	—
18 *	34,5	19,8	30,8	1,42	0,65	0,71	0,60	0,10	—	12,0	100,6	1,62	11,2	23,3	19,8	—
20b*	28,8	21,0	32,0	3,88	0,89	< 0,2	1,38	0,11	—	12,7	100,8	4,43	4,1	24,7	21,0	—
21 *	43,1	23,0	18,0	2,33	0,65	—	0,86	0,12	—	12,2	100,3	2,66	16,1	27,0	23,0	—
moyenne	39,9	16,1	30,3	2,3	0,71					9,5	99,9	2,7	21,0			

CUIRASSES DE MOYEN-GLACIS ANALYSES

	a	b	c	d	e								d'	a ₂	a ₁	b ₁	b ₂
Échantillon	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	Ti O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Perte à 1000° C	Total	Mn O ₂					
CS 109	26,2	8,5	54,7	0,26	0,40	< 0,2	< 0,1	0,19	0,14	10,3	100,7	0,30	16,2	10,0	8,5	0	
120	68,1	12,8	11,8	1,02	0,36	0,38	—			4,2	98,7	1,17	53,0	15,1	12,8	—	
121	46,2	18,5	20,8	2,29	0,82	< 0,2	—	0,80	0,59	8,6	98,7	2,62	24,4	21,8	18,5	—	
SS 95	63,1	10,7	15,0	4,4	0,58	—	1,23	0,79	0,10	4,9	100,8	5,0	50,5	12,6	10,7	—	
97	37,4	11,5	39,0	2,68	0,50	—	1,20	0,68	0,11	7,2	100,3	3,06	23,9	13,5	11,5	—	
101	52,1	10,3	27,5	3,12	0,62	0,34	0,61	0,59	0,18	6,1	101,5	3,56	40,0	12,1	10,3	—	
102	43,6	7,8	35,5	4,04	0,50	< 0,2	1,44	0,63	0,10	7,0	100,6	4,62	34,4	9,2	7,8	—	
123	39,4	6,6	37,9	5,87	0,39	< 0,2	< 0,10	< 0,1	< 0,1	8,3	99,2	6,71	31,6	7,8	6,6	—	
NN 19	42,8	17,3	19,7	9,06	0,77	—	0,24	0,14	—	11,2	101,2	10,4	22,4	20,4	17,3	—	
moyenne	46,5	11,6	29,1	3,6	0,55			0,48		7,5	100,2	4,2	32,9				

CUIRASSES DE BAS-GLACIS ET CUIRASSES SUBACTUELLES ANALYSES

	a + b + c	a a + b + c	b a + b + c	c a + b + c	a ₂	f	g	h	i	j	k	s	l	m
Échantillon					Quartz	Kaolinite	Gibbsite	Goethite						
CS 55	66,1	5,4	93,8	0,8	0	6,7	7,8	90,0	0,6	91,2	7,8	99,6	1,7	0,1
131.1	68,4	2,3	83,4	14,3	—	3,0	3,5	84,5	10,9	86,4	3,5	100,8	11,7	1,1
131.2	73,2	2,6	67,3	30,1	—	3,5	4,1	73,0	24,5	74,5	4,1	103,1	23,5	2,5
131.3	78,4	1,7	51,4	47,0	—	2,4	2,8	60,0	40,9	61,2	2,8	104,9	38,0	4,1
131.4	77,6	< 0,3	48,7	51,3	—	< 0,4	< 0,5	57,8	44,3	59,2	< 0,5	103,5	41,2	4,5
* 132.2	69,9	3,9	71,5	24,6	—	5,0	5,8	73,0	19,1	75,3	5,8	100,2	19,5	1,9
132.3	74,2	2,6	49,4	48,0	—	3,5	4,1	53,5	39,7	59,8	4,1	103,6	42,0	4,0
* 132.4	71,2	5,2	68,8	26,0	—	6,8	7,9	70,1	20,6	71,9	7,9	100,4	20,3	2,1
132.5	70,9	1,6	77,0	21,4	—	2,0	2,3	82,1	16,9	82,8	2,3	102,0	15,9	1,7
132.6	67,6	1,2	86,7	12,1	—	1,5	1,7	88,5	9,1	90,5	1,7	101,3	10,2	0,9
133.1	68,6	1,1	85,6	13,3	—	1,5	1,7	88,7	10,1	90,0	1,7	101,8	10,4	1,0
133.2	69,4	2,7	79,7	17,6	—	3,5	4,1	82,1	13,6	83,5	4,1	101,2	13,6	1,4
133.3	65,3	2,6	90,0	7,4	—	3,1	3,6	87,7	5,3	89,5	3,6	98,4	6,6	0,5
133.4	67,2	2,1	86,9	10,0	—	2,6	3,0	87,4	8,2	89,4	3,0	100,6	9,4	0,8
133.5	67,0	7,6	53,3	39,1	—	9,4	10,9	48,0	29,2	60,2	10,9	100,3	38,4	3,0

RÉGION DU BLAFO-GUÉTO : CUIRASSES BAUXITIQUES CALCULS

	a + b + c	$\frac{a}{a + b + c}$	$\frac{b}{a + b + c}$	$\frac{c}{a + b + c}$	a ₂	f	g	h	i	j	k	s	l	m
Échantillon					Quartz		Kaolinite	Gibbsite	Goethite					
SS 132	65,9	3,3	80,0	16,7	0	4,1	4,8	77,6	12,2	82,3	4,8	99,3	15,7	1,2
SS 133a	72,2	9,7	67,3	23,0	—	13,0	15,1	65,2	18,5	67,8	15,1	101,4	19,2	1,9
133b	70,6	3,3	69,5	27,2	—	4,3	5,0	72,0	21,4	75,9	5,0	102,3	23,1	2,2
144	73,2	9,3	74,2	16,4	—	12,6	14,6	74,4	13,3	78,7	14,6	106,6	16,3	1,3
SL 1	69,3	1,6	68,0	30,4	—	2,0	2,3	70,6	23,5	75,9	2,3	101,7	26,4	2,4

AUTRES CUIRASSES BAUXITIQUES CALCULS

	a + b + c	$\frac{a}{a + b + c}$	$\frac{b}{a + b + c}$	$\frac{c}{a + b + c}$	a ₂	f	g	h	i	j	k	s	l	m
Échantillon					Quartz		Kaolinite	Gibbsite	Goethite					
CS 106b	88,1	18,3	20,4	61,3	0	29,8	34,6	6,6	60,1	7,5	34,6	102,2	54,9	6,1
112	85,8	11,4	12,6	76,0	—	18,1	21,0	3,8	72,5	4,3	21,0	97,8	65,7	7,3
113	90,5	17,3	16,6	66,1	—	29,0	33,7	2,6	66,5	3,4	33,7	103,6	60,6	6,7
122a	91,1	15,0	17,0	67,9	—	25,4	29,5	5,8	68,9	6,8	29,5	105,2	62,9	7,0
122b*	87,8	21,9	17,4	60,7	1,2	33,3	38,7	0	59,4	2,0	39,9	101,3	55,3	6,1
124	84,4	17,8	22,8	59,5	0	27,8	32,3	9,8	55,9	10,5	32,3	98,7	50,9	5,7
126	88,0	19,2	19,9	60,9	—	31,3	36,4	4,7	59,6	5,3	36,4	101,3	54,2	6,0
127	87,4	20,7	21,8	57,6	—	33,5	39,0	5,5	56,0	6,2	39,0	101,2	51,0	5,7
129	86,0	12,8	17,1	70,1	—	20,4	23,7	8,1	67,1	8,8	23,7	99,6	61,0	6,8
130a	86,8	15,3	18,9	65,8	—	24,6	28,5	7,8	63,0	8,4	28,6	100,0	57,7	5,9
457	86,6	4,7	4,4	90,9	—	7,6	8,8	0,5	87,5	0,8	8,8	97,1	79,0	8,8
458	87,3	10,4	14,2	75,4	—	16,8	19,5	7,2	73,2	8,3	19,5	101,0	66,9	7,4
478	87,3	11,3	17,7	70,9	—	18,3	21,3	10,9	68,9	11,6	21,3	101,8	62,6	7,0
479	87,5	14,3	17,4	68,3	—	23,1	26,8	7,0	66,5	7,7	26,8	101,0	60,5	6,7
480	85,0	11,2	15,5	73,3	—	17,6	20,4	7,8	69,3	8,6	20,4	98,3	63,1	7,0
CS 123	80,6	20,1	40,3	39,6	0	30,0	34,9	28,6	35,5	29,6	34,9	100,0	32,9	3,6

RÉGION DU BLAFO-GUÉTO : CUIRASSES INTERMÉDIAIRES CALCULS

Note : pour CS 123, voir B, III, f, 2, .

	a + b + c	$\frac{a}{a + b + c}$	$\frac{b}{a + b + c}$	$\frac{c}{a + b + c}$	a ₂	f	g	h	i	j	k	s	l	m
Échantillon					Quartz		Kaolinite	Gibbsite	Goethite					
SS 82	86,5	6,7	5,5	87,7	0,2	10,4	12,1	0	84,5	0,47	12,3	97,3	76,4	8,6
104a	86,4	7,6	10,5	81,9	0	12,2	14,2	5,4	78,7	6,2	14,2	99,1	71,5	8,0
116	86,0	11,5	13,4	75,1	—	18,3	21,2	4,7	71,9	5,7	21,2	98,8	65,5	7,4
117	89,3	22,8	21,5	55,7	—	37,7	43,8	2,9	55,3	3,7	43,8	102,8	50,5	5,6
120a	89,6	23,2	21,6	55,2	—	38,5	44,8	2,6	55,0	3,2	44,8	103,0	50,0	5,6
125	87,0	8,9	9,2	81,9	—	14,2	16,5	2,4	79,2	3,2	16,5	98,9	71,9	8,0
131	90,6	14,7	16,1	69,2	—	24,6	28,6	5,0	69,8	6,3	28,6	104,7	64,0	7,1
136	83,3	10,3	31,1	58,6	—	15,9	18,5	28,4	54,3	29,9	18,5	102,7	50,3	5,5
137	84,2	13,4	37,5	49,1	—	20,9	24,3	33,6	45,9	35,9	24,3	106,1	43,6	4,6
139	80,7	8,4	17,6	74,0	—	12,6	14,6	12,8	66,4	13,9	14,6	94,9	60,6	6,7
148	86,0	14,0	18,0	68,0	—	22,2	25,8	8,1	65,1	9,4	25,8	100,3	59,8	6,6
149	86,6	18,2	20,4	61,3	—	29,2	33,9	6,6	59,1	7,6	33,9	100,6	54,2	6,0
150	87,7	13,2	16,2	70,6	—	21,5	25,0	6,6	68,9	7,7	25,0	101,6	63,0	7,0
151	87,6	14,4	17,3	68,3	—	23,3	27,1	6,9	66,5	7,7	27,1	101,3	60,6	6,7
162	88,5	13,3	16,5	70,2	—	21,8	25,3	7,0	69,1	7,9	25,3	102,3	63,0	7,0
163	92,8	12,2	14,1	73,7	—	20,9	24,3	5,4	76,1	6,3	24,3	106,7	69,3	7,7
SS 187	88,4	13,8	10,0	76,2	1,8	19,2	23,4	0	75,0	0,4	25,2	100,6	67,8	7,6
193	93,4	9,9	8,4	81,8	0	17,0	19,8	0	85,0	1,0	19,8	105,8	77,4	8,6

RÉGION DE MOKTA : CUIRASSES INTERMÉDIAIRES CALCULS

Note : pour SS 136, 137, 139 voir c II c.

	a + b + c	$\frac{a}{a + b + c}$	$\frac{b}{a + b + c}$	$\frac{c}{a + b + c}$	a ₂	f	g	h	i	j	k	s	l	m
Échantillon					Quartz		Kaolinite	Gibbsite	Goethite					
EE 41*	91,8	15,0	13,4	71,6	0	25,5	29,6	0,9	73,1	3,2	29,6	105,9	68,0	7,4
73b	88,7	20,4	19,3	60,3	—	33,5	39,0	2,6	59,5	3,5	39,0	102,0	54,4	6,0
107	85,4	20,0	27,4	52,6	—	31,6	36,7	13,6	49,9	15,0	36,7	101,6	46,2	5,0
123	83,9	15,4	18,6	66,0	—	23,9	27,8	7,0	61,6	8,2	27,8	97,6	56,6	6,2
HV 31a	83,5	22,3	20,8	56,9	—	34,4	40,0	2,4	52,8	6,8	40,0	99,6	51,9	5,3
31b	90,3	23,7	21,5	54,8	—	39,6	46,0	1,8	55,1	2,4	46,0	103,5	50,1	5,6
42	86,3	9,9	11,6	78,5	—	15,7	18,3	4,3	75,4	5,6	18,3	99,3	69,1	7,6
59b	91,5	18,4	17,6	64,0	—	31,1	36,2	2,8	65,2	4,4	36,2	105,8	60,2	6,6
GH 23	91,0	24,9	19,3	55,8	2,0	38,3	44,5	0	56,4	0,6	46,5	103,5	51,3	5,7
30	90,2	22,5	21,6	55,9	0	37,7	43,8	3,2	56,1	3,9	43,8	103,8	51,1	5,7
31	88,4	9,2	8,5	82,3	—	15,0	17,4	0,9	81,0	1,2	17,4	99,6	73,1	8,2
32	86,1	8,8	13,1	78,1	—	14,1	16,4	7,3	74,8	7,7	16,4	98,9	67,6	7,6
SL 4	78,3	2,6	36,9	60,5	—	3,7	4,3	41,6	52,7	43,9	4,3	100,9	49,7	5,3

AUTRES CUIRASSES INTERMÉDIAIRES CALCULS

	a + b + c	$\frac{a}{a + b + c}$	$\frac{b}{a + b + c}$	$\frac{c}{a + b + c}$	a ₂	f	g	h	i	j	k	s	l	m
Échantillon					Quartz		Kaolinite	Gibbsite	Goethite					
CS 16	78,5	30,7	24,0	45,3	2,0	40,9	47,5	0	39,6	9,0	49,5	98,1	44,6	4,0
27	77,6	31,0	29,0	40,0	0	44,4	51,6	3,2	34,6	14,4	51,6	100,6	42,3	3,5
28	75,0	29,7	27,2	43,1	0	41,3	48,0	2,1	35,9	12,9	48,0	96,8	43,1	3,6
101	88,6	20,1	18,6	61,3	0	32,9	38,2	2,1	60,4	2,6	38,2	101,2	54,8	6,1
102	92,1	29,6	16,2	54,2	9,8	32,4	37,7	0	55,5	0,9	47,5	103,9	50,8	5,6
103	87,0	21,4	17,7	61,0	0,5	33,5	38,9	0	59,0	0,8	39,4	99,2	53,8	6,0
104	88,4	31,9	18,2	49,9	9,3	35,0	40,7	0	49,1	0,7	50,0	99,8	44,8	5,0
106a	74,4	23,3	21,1	55,6	0	32,0	37,2	1,5	46,1	16,4	37,2	99,7	56,3	4,7
110a	85,0	33,8	15,5	50,7	13,2	28,7	33,4	0	48,0	1,4	46,6	96,0	44,5	4,9
111	86,2	25,1	18,9	56,0	2,4	35,5	41,2	0	53,7	1,2	43,6	98,5	49,5	5,4
117	87,8	34,3	20,7	45,0	8,7	39,6	46,0	0	43,9	1,7	54,7	100,3	41,2	4,4
118	86,3	31,9	20,7	47,4	6,4	39,0	45,3	0	45,5	6,1	51,7	103,3	47,0	4,6
462	90,5	42,4	15,3	42,3	22,2	30,0	34,8	0	42,6	0,8	57,0	100,4	39,1	4,3
466b	85,8	42,2	18,3	39,5	17,7	34,2	39,7	0	37,7	6,0	57,4	101,1	40,0	3,8
466c	81,7	34,5	19,1	46,4	9,8	34,0	39,5	0	42,2	7,9	49,3	99,4	45,8	4,3

RÉGION DU BLAFO-GUÉTO : CUIRASSES DE HAUT-GLACIS CALCULS

	a + b + c	$\frac{a}{a + b + c}$	$\frac{b}{a + b + c}$	$\frac{c}{a + b + c}$	a ₂	f	g	h	i	j	k	s	l	m
Échantillon					Quartz		Kaolinite	Gibbsite	Goethite					
CS 521	88,9	23,3	16,5	60,2	3,4	32,0	37,2	0	59,5	1,0	40,6	101,1	54,5	6,0
522	88,0	37,3	16,9	45,8	15,3	32,4	37,6	—	44,8	1,0	52,9	98,7	41,3	4,5
SS 81	85,1	29,2	18,2	52,6	6,6	33,7	39,2	—	49,8	4,1	45,8	99,7	48,9	5,0
129	86,6	25,3	18,5	56,2	3,1	34,8	40,4	—	54,2	1,9	43,5	99,6	50,6	5,5
184	90,4	24,9	19,7	55,4	1,6	38,7	45,0	—	55,7	1,1	46,6	103,4	51,2	5,6
185	84,2	35,6	23,6	40,8	6,6	43,3	50,3	—	38,2	5,3	56,9	100,4	39,6	3,9
79	88,6	29,4	22,5	48,1	2,7	43,3	50,3	—	47,4	1,4	53,0	101,8	44,0	4,8
96*	89,7	64,3	15,1	20,6	41,8	29,4	34,2	—	20,6	3,9	76,0	100,5	22,4	2,1
166	89,1	23,6	20,9	55,5	0	38,9	45,2	1,1	55,1	1,9	45,2	102,2	50,3	5,6
172b	85,9	4,8	4,0	91,2	0,1	7,4	8,6	0	87,2	0,2	8,7	96,1	78,6	8,8
195	91,3	22,9	20,5	56,6	0	38,7	45,0	1,4	57,5	2,2	45,0	104,7	52,5	5,8
NN 16a*	68,9	25,2	41,4	33,4	0	32,2	37,4	21,0	25,6	34,6	37,4	97,6	36,6	2,6
16b*	80,9	43,9	22,2	33,9	14,3	39,2	45,6	0	30,5	11,0	59,9	101,4	38,4	3,1
28a	87,7	31,0	22,4	46,6	4,0	42,9	49,9	0	45,4	1,1	53,9	100,4	41,9	4,6
29	88,7	43,7	24,7	31,6	13,0	47,7	55,4	—	31,2	1,0	68,4	100,6	29,0	3,2
EE 17	71,9	49,4	21,3	29,3	17,5	33,3	38,7	—	23,5	19,8	56,2	99,5	40,9	2,4
40*	92,8	40,8	18,7	40,5	17,3	37,9	44,1	—	41,8	2,8	61,4	106,0	40,4	4,2
NE 1*	88,3	56,1	8,8	35,1	40,3	17,0	19,8	—	34,5	4,6	60,1	99,2	35,6	3,5

AUTRES CUIRASSES DE HAUT-GLACIS CALCULS

	a + b + c	$\frac{a}{a + b + c}$	$\frac{b}{a + b + c}$	$\frac{c}{a + b + c}$	a ₂	f	g	h	i	j	k	s	l	m
Échantillon					Quartz		Kaolinite	Gibbsite	Goethite					
CS 107	86,0	44,1	17,3	38,6	20,4	32,4	37,6	0	36,9	5,3	58,0	100,2	38,5	3,7
108	83,5	51,0	17,5	31,5	25,4	31,8	37,0	—	29,3	8,0	62,4	99,7	34,3	3,0
114	84,8	24,4	17,6	58,0	3,3	32,4	37,6	—	54,5	1,1	40,9	96,5	50,2	5,4
115	88,5	47,4	12,8	39,8	28,6	24,6	28,6	—	39,3	0,6	57,2	97,1	35,9	4,0
116	93,4	55,3	8,0	36,7	42,8	16,3	18,9	—	38,2	0,5	61,7	100,4	34,8	3,9
SS 98*	86,0	64,6	11,4	24,0	44,1	21,3	24,8	—	22,9	7,0	68,9	98,8	27,6	2,3
99*	85,2	67,9	12,1	20,0	45,8	22,4	26,0	—	18,9	6,4	71,8	97,1	23,4	1,9
100*	89,1	59,5	15,5	25,0	36,8	30,0	34,9	—	24,8	4,1	71,7	100,6	26,4	2,5
122	89,1	51,9	17,1	31,0	28,3	33,1	38,5	—	30,8	1,3	66,8	98,9	29,0	3,1
127	86,5	28,6	20,2	51,2	4,1	38,1	44,3	—	49,3	1,8	48,4	99,5	46,1	5,0
156	88,7	37,8	18,5	43,8	14,2	35,7	41,5	—	43,2	1,3	55,7	100,2	40,1	4,4
NN 17a*	83,6	39,0	28,2	32,8	4,8	51,4	59,6	—	30,5	4,0	64,4	98,9	31,4	3,1
17b*	85,3	39,6	27,3	33,1	6,4	50,7	58,9	—	31,4	2,0	65,3	98,7	30,2	3,2
18*	85,1	40,5	23,2	36,2	11,2	43,1	50,1	—	34,3	2,3	61,3	97,9	33,1	3,5
20b*	81,8	35,2	25,7	39,1	4,1	45,7	53,1	—	35,6	5,3	57,2	98,1	37,3	3,6
21*	84,1	51,3	27,3	21,4	16,1	50,0	58,1	—	20,0	3,3	74,2	97,5	21,3	2,0

CUIRASSES DE MOYEN-GLACIS CALCULS

	a + b + c	$\frac{a}{a + b + c}$	$\frac{b}{a + b + c}$	$\frac{c}{a + b + c}$	a ₂	f	g	h	i	j	k	s	l	m
Échantillon					Quartz		Kaolinite	Gibbsite	Goethite					
CS 109	89,4	29,3	9,5	61,2	16,2	18,5	21,5	0	60,9	0,7	37,7	99,3	55,4	6,16
120	92,7	73,5	13,8	12,7	53,0	27,9	32,4	—	13,1	1,53	85,4	100,0	13,3	1,33
121	85,5	54,0	21,6	24,4	24,4	40,3	46,8	—	23,1	3,44	71,2	97,7	24,2	2,34
SS 95	88,8	71,0	12,1	16,9	50,5	23,3	27,1	—	16,7	5,58	77,6	99,9	20,6	1,69
97	87,9	42,6	13,1	44,3	23,9	25,0	29,0	—	43,4	3,56	52,9	99,9	42,6	4,39
101	89,9	58,0	11,4	30,6	40,0	22,4	26,0	—	30,6	4,18	66,0	100,8	31,7	3,1
102	86,9	50,2	9,0	40,8	34,4	17,0	19,8	—	39,5	5,12	54,2	98,8	40,6	4,0
123	83,9	47,0	7,9	45,2	31,6	14,4	16,7	—	42,2	7,1	48,3	97,6	45,0	4,27
NN 19	79,8	53,6	21,7	24,7	22,4	37,7	43,8	—	21,9	11,17	66,2	99,3	30,9	2,22

CUIRASSES DE BAS-GLACIS ET CUIRASSES SUBACTUELLES CALCULS

F Interprétations – Conclusions générales

Les modelés décrits de la zone forestière de basse Côte d'Ivoire à la zone sahélienne du nord de la Haute-Volta, si divers soient-ils, ont en commun la particularité de comporter des cuirasses, témoins d'aplanissements conservés grâce à une armature d'oxydes indurés d'aluminium ou de fer. Ces cuirasses se regroupent en ensembles, en fonction de leur âge ou plutôt de leur histoire. Celle-ci comporte une période de formation où dominent les phénomènes d'aplanissement, de cuirassement, d'altération et une période comparativement longue d'évolution où dominent les phénomènes de démantèlement, de lessivage, de dissection. Les ensembles de cuirasses sont généralement appelés niveaux cuirassés, dénomination qui ne convient que lorsque l'altitude varie peu ou varie progressivement d'une cuirasse à l'autre. Dans le cas contraire, il serait préférable de parler de systèmes de cuirasses.

Les cuirasses d'un niveau (ou d'un système) sont ainsi des éléments du modelé qui occupent, dans une région restreinte donnée, des sites semblables. Les formations superficielles et leur organisation en horizons d'un profil de sol et d'altérite sont, pour l'essentiel, héritées de la période de formation ou de construction des aplanissements cuirassés correspondants, marquée d'une région à l'autre par la succession d'événements analogues. En revanche, l'extension actuelle des cuirasses d'un niveau, leur altitude relative, leur transformation plus ou moins complète en horizons gravillonnaires, sont déterminées, pour l'essentiel, par la période d'évolution ou de destruction de ce niveau, au cours de laquelle les événements qui se sont produits peuvent être différents d'une région à l'autre.

Les résultats obtenus au cours de la période de construction ou de la période de destruction dépendent des climats qui se sont succédés au cours de cette période. Mais pour une succession de climats donnée, ces résultats varient en fonction du modelé et des matériaux, présents au début de la période considérée (ces deux facteurs n'étant pas indépendants).

L'étude locale d'un niveau cuirassé ne donne donc que des informations insuffisantes pour comprendre son origine et son histoire. Il est nécessaire d'étudier un niveau cuirassé dans des régions pétrographiquement variées et qui n'ont pas connu des successions de climats identiques, afin d'observer les cuirasses à différents stades d'évolution. Il est également nécessaire d'étudier les autres niveaux cuirassés, au moins, s'ils existent, celui qui précède et celui qui suit. D'ailleurs, souvent, dans une région, un niveau cuirassé qui s'est largement développé et subsiste dans des états d'évolution variés, joue un rôle-clé. C'est le Haut-glacis dans la région du Blafo-Guétou. C'est le niveau intermédiaire dans la région de Bokasso et dans la région de Mokta. L'étude des niveaux cuirassés s'ordonne, de proche en proche, selon deux voies complémentaires :

– dans une région, elle s'ordonne, dans la séquence de niveaux cuirassés, de part et d'autre du niveau privilégié.

– pour un niveau, elle s'ordonne, dans l'espace, autour de la région où les cuirasses correspondantes sont les plus nombreuses et les plus étendues.

La présentation adoptée par région et par niveau n'est donc qu'une commodité d'exposé. Les interprétations partielles faites dans chaque chapitre sont en général des interprétations déduites de l'ensemble des observations. Elles seront rappelées très brièvement pour s'attacher à des aspects contestés de la genèse des aplanissements et des cuirasses.

I LES NIVEAUX CUIRASSÉS

En Côte d'Ivoire, en Haute-Volta et au Ghana, tous les aplanissements cuirassés qui ont été observés peuvent être attribués à l'un ou l'autre de cinq niveaux ou systèmes distincts : le niveau des cuirasses bauxitiques ou niveau bauxitique, le niveau des cuirasses intermédiaires ou niveau intermédiaire, et les systèmes des cuirasses de Haut-glacis, des cuirasses de Moyen-glacis, des cuirasses de Bas-glacis.

a Le niveau bauxitique.

Le niveau bauxitique rassemble les cuirasses les plus anciennes et les plus puissantes, qui sont toujours des points hauts régionaux, bien que leurs altitudes varient entre plus de 800 m et moins de 300 m. Ces cuirasses sont les seules à contenir une forte proportion d'alumine libre, atteignant fréquemment 40 %. Elles jalonnent les restes d'une surface d'aplanissement de type pénéplaine (voir B, II, g) avec des interfluves de largeur inférieure à la dimension des principales cuirasses et d'amplitude verticale inférieure à 40 m. L'existence, à l'origine, de quelques reliefs résiduels n'est pas exclue mais n'est confirmée par aucune observation. Autrement dit, le modelé de l'ensemble du paysage était en première approximation celui que l'on obtient en effectuant des translations successives des témoins les mieux conservés. La surface bauxitique est la seule surface dont la reconstitution par extrapolation d'un témoin à l'autre soit possible et pour laquelle la notion de pente moyenne à l'échelle régionale soit assurée d'avoir un sens. Les pentes moyennes sont d'ailleurs celles du réseau hydrographique au moment du cuirassement, modifiées par les déformations tectoniques. Le réseau hydrographique était ramifié. Ses pentes moyennes étaient faibles. Cela ne signifie pas que les rivières avaient un profil en long très régulier. Il n'est pas exclu qu'elles aient été constituées de larges biefs séparés par des rapides (TRICART, 1955, 1959). Mais la capacité d'incision était très réduite. A l'échelle d'une à quelques centaines de kilomètres, la pente moyenne de la surface bauxitique est de l'ordre de 1 ‰. La surface s'abaisse vers la mer au sud et au sud-ouest, de Bondoukou vers Mokta et de Nkawkaw vers Nsuta. Elle s'abaisse au nord et au nord-est, de Gaoua et de Banfora vers Kaya et vers la vallée du Niger.

Les caractères de la surface d'aplanissement et ceux du profil associé (altération kaolinique profonde, mobilisation de l'alumine, faciès pisolithique des cuirasses) impliquent que des climats à pluviosité forte et régulière ont dominé la formation de la surface cuirassée. La répartition des pluies au cours de l'année a sans doute varié. Des climats à saison sèche assez marquée, favorisant l'in-

duration des cuirasses, ont pu succéder à des climats constamment humides, favorisant la réalisation d'un modelé faiblement ondulé, ou ont alterné avec de tels climats. Par ailleurs les caractères de la surface et du profil sont d'une homogénéité extrême dans toutes les régions étudiées ce qui signifie que ces différentes régions ont subi des successions de climats analogues pendant la période concernée, à savoir le début du Tertiaire. Il est donc exclu qu'au cours de cette période des climats relativement secs aient été la règle générale au nord et des climats plus humides au sud.

b Le niveau intermédiaire.

Le niveau intermédiaire rassemble des cuirasses ferrugineuses dont les caractères sont aussi très homogènes, c'est-à-dire dont la genèse suppose également des séquences de climats analogues dans les différentes régions étudiées. La teneur d'alumine libre est de quelques unités pour cent avec parfois un peu de gibbsite exprimée, le quartz est très discret, la teneur d'oxyde de fer (Fe_2O_3) dépasse en général 50 % et atteint couramment 60 %. De toutes les cuirasses, ce sont les plus riches en fer. Elles sont associées à une lithomarge kaolinique.

Leur situation géomorphologique est variable. Ici elles occupent les points les plus hauts, à l'échelle régionale ou locale, comme dans la région de Tambao ou celle de Mokta. Là elles s'intègrent à un modelé différencié. Tout en conservant une altitude supérieure de 100 à 200 m à celle des lits des principales rivières, elles sont alors présentes sur des plateaux proches de collines plus élevées, portant ou ayant porté des cuirasses bauxitiques. Elles forment parfois des éperons aux flancs de ces collines. Leur altitude moyenne décroît de la périphérie des grands massifs vers les drains majeurs. Chaque cuirasse occupe une portion de plan ou de surface légèrement concave, située entre un relief dominant et une vallée lorsque l'inversion de relief n'a pas été complète. Les pentes sont faibles, généralement de 1 à 2 % (1°). Pour les cuirasses de superficie limitée, un léger affaissement des rebords au cours de la mise en relief peut suffire pour ne plus permettre de distinguer l'amont de l'aval.

Les cuirasses intermédiaires ne sont donc pas les témoins d'une surface d'aplanissement du type de la surface bauxitique mais d'un système de multiples aplanissements, formés en position de piémont. Ces aplanissements sont des glacis. L'extension initiale des glacis dépendait de la densité des reliefs et de la densité du réseau hydrographique. Leur longueur selon la plus grande pente variait en général de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres. Exceptionnelle, la preuve directe de cette disposition est fournie par les cuirasses de Bokari, qui sont encore raccordées aux flancs de témoins de la surface bauxitique, et qui ne sont pas incisées à l'aval où elles forment un ensellement cuirassé.

Dans les régions où la dissection postérieure au cuirassement du système d'aplanissements intermédiaire a provoqué une inversion de relief complète ou presque complète, il est ainsi hasardeux de relier entre eux des témoins éloignés dont on n'est pas assuré qu'ils appartenaient à un même glacis. Les pentes moyennes définies de cette façon ont a priori peu de signification. Dans la mesure toutefois où les glacis avaient une pente faible et où les témoins isolés proviennent généralement de leur partie médiane, ces pentes moyennes donnent une idée de la pente du réseau hydrographique, là où ce réseau ne comportait pas d'accidents importants créant des dénivellations brusques.

Il faut aussi envisager, lorsque les cuirasses intermédiaires forment les points culminants, la possibilité, non d'une inversion de relief, mais d'une absence initiale de grands reliefs, la surface bauxitique ayant complètement disparu avant la mise en place des aplanissements intermédiaires. Ces derniers, dans cette hypothèse, n'auraient pas été constitués par des glacis de piémont, mais par des glacis occupant de larges interfluves, envahis par le cuirassement éventuellement jusqu'à leur sommet. Ce serait le cas principalement sur les granites et sur les grès du Continental terminal notamment au Niger (GAVAUD, 1967), ainsi qu'au nord de la Haute-Volta. Dans de tels cas, la surface

aplanie aurait occupé l'ensemble d'une région, en dehors des vallées principales. Mais elle ne serait pas pour autant de même type que la surface bauxitique, formée au cours d'une période où le réseau hydrographique était très ramifié.

La séquence de climats responsable de la formation des cuirasses intermédiaires est ainsi très diversifiée. Elle comporte à la fois des climats à pluviosité très concentrée, nécessaires au façonnement de vastes glacis et des climats humides, nécessaires à l'altération kaolinique profonde. Le plus souvent en effet, les altérites intermédiaires ne correspondent pas à la base des anciens profils bauxitiques, comme les études régionales l'ont montré.

c Le Haut-glacis.

Les cuirasses du niveau suivant appartiennent également à des glacis. La reconnaissance de ce fait a justifié la dénomination déjà ancienne de Haut-glacis. En effet, contrairement au cas précédent, le système d'aplanissements n'est pas conservé sous la seule forme d'un niveau de cuirasses. Des portions non indurées des glacis ont échappé à la dissection ; localement, des glacis entiers subsistent, raccordés en continuité à leurs reliefs de commandement.

L'aspect des hauts-glacis varie avec la latitude. Comme les études régionales l'ont montré, cela tient, pour une grande part, au type de démantèlement qu'ils ont subi, pour une part moindre mais non négligeable à des différences de leur mode de formation. Les glacis étaient moins élaborés au sud. Leur dissection a été plus vive au nord. La séquence de climats au cours de la formation puis de l'évolution des hauts-glacis fait une place de plus en plus grande aux climats humides dans les régions méridionales et aux climats secs dans les régions septentrionales. Une répartition zonale, avec des climats d'autant plus secs que la latitude est forte, semble donc établie dès la naissance du Haut-glacis. Les changements de climat correspondent en première approximation à des translations vers le sud des climats du nord et inversement.

Mais la latitude n'est pas le seul facteur qui détermine l'état des hauts-glacis. Le contexte géomorphologique et la nature des roches du substratum interviennent.

1 FORMATION.

L'éloignement des grands reliefs et le passage du volcano-sédimentaire au granite ont sur la formation des glacis un effet comparable à la diminution de la latitude : les glacis sont de moins en moins élaborés et de moins en moins cuirassés. Ainsi, vers le sud, jusqu'en bordure de la zone forestière ivoirienne, des hauts-glacis de plusieurs kilomètres de long, à pente régulière, bien cuirassés, sont présents au pied des massifs élevés coiffés de cuirasse bauxitique (Guéto, Kokumbo). Dans les zones granitiques en revanche, vers le nord, jusqu'en Haute-Volta méridionale, les hauts-glacis sont souvent difficiles à distinguer des unités plus récentes, le long des versants en pente douce des interfluvies. Cette difficulté subsisterait jusqu'en Haute-Volta orientale où LEPRUN (1972) conclut l'étude de toposéquences sur granites et gneiss en affirmant « que le type de cuirassement ne dépend pas du niveau de tel ou tel glacis mais de la roche-mère, que les cuirasses ne sont pas des glacis cuirassés... ».

En fait, les roches interviennent surtout de façon indirecte, dans la mesure où elles conditionnent le modelé. L'étude de régions médianes, comme le nord-est de la Côte d'Ivoire, le montre. Les zones volcano-sédimentaires comportent de nombreux reliefs résiduels « au pied desquels se rassemblent des quantités d'eau importantes favorisant le façonnement des glacis et leur induration ultérieure ». Dans les zones granitiques « les reliefs sont discrets sinon absents ». Le Haut-glacis est « beaucoup moins spectaculaire ». Il « s'individualise mal en tant que forme de relief ». Mais « au pied d'une chaîne volcano-sédimentaire, le Haut-glacis prend sur granite, les mêmes caractéristiques que sur schistes. Ainsi les cuirasses à l'est et à l'ouest de la chaîne de Téhini se présentent en vastes

plateaux limités par des rebords très accusés, bien que le substratum soit constitué d'un côté par des granites et de l'autre par des schistes » (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970). Cet aspect est confirmé dans la région de Korhogo, à partir d'une situation inverse : les reliefs résiduels sont rares, aussi bien dans la zone volcano-sédimentaire que dans la zone granitique. Nous avons vu (D, II, c) qu'il y a peu de différences, dans cette région, entre les hauts-glacis sur schistes et les hauts-glacis sur granite. Leurs témoins sont isolés au sommet d'interfluves où se sont développés un Moyen-glacis étendu et un Bas-glacis. Il faut aller au pied des grands dômes proches de Korhogo (photos pl. VIII) pour observer des glacis cuirassés typiques, qui se raccordent aux versants de leurs reliefs dominants. Les dômes comme leurs piémonts, sont pourtant formés de granites.

Parallèlement à la variation des formes, les profils donnent une place plus réduite aux matériaux d'épandage des glacis. A proximité des grands reliefs et vers le sud, ces matériaux sont souvent assez épais pour que la cuirasse se forme en leur sein, sans occuper toute leur épaisseur. Plusieurs mètres de matériaux allochtones peuvent être observés entre la base de la cuirasse et la roche altérée en place (profil C2). Dans les zones granitiques et vers le nord, ces matériaux sont plus minces et l'on passe de la base de la cuirasse aux altérites autochtones.

En observant les seules régions granitiques éloignées des chaînes volcano-sédimentaires et des grands dômes, l'illusion pourrait se créer d'un cuirassement qui s'adapte peu ou prou au modelé actuel, qui ne procède pas de la succession de climats très distincts, et qui naît de la concentration progressive du fer issu des roches sous-jacentes. C'est sans doute ce qui a permis aux théories du cuirassement élaborées au début du siècle, qui mettent en valeur ces trois aspects, de rester longtemps vivantes. En fait, ces théories avaient été d'abord élaborées pour expliquer la « latéritisation » et le cuirassement alumino-ferrugineux (qui est effectivement distinct du cuirassement ferrugineux des hauts-glacis, nous le verrons par la suite).

2 DESTRUCTION.

Pour la destruction des hauts-glacis cuirassés, les phénomènes sont différents. La résistance acquise joue un rôle important et c'est dans l'environnement des massifs volcano-sédimentaires que les hauts-glacis résistent le mieux ; lorsqu'on s'enfonce vers le sud, leur démantèlement sur place en croupes gravillonnaires, par fracturation des cuirasses et lessivage, s'accélère. Mais vers le nord la destruction s'accélère aussi, non plus sous l'influence dominante des agents chimiques, mais sous l'influence des agents mécaniques. L'intervention de ceux-ci est d'autant plus brutale que la latitude est forte. Au-delà de Dori, seuls subsistent quelques plateaux-témoins, spectaculaires par l'escarpement des rebords mais n'occupant qu'une faible superficie. Il en est de même, dès les régions de latitude moyenne, près des grands axes de drainage ;

Autrement dit, si l'on ne tient pas compte des situations géomorphologiques particulières, des savanes pré-forestières vers le nord sahélien, la plus grande résistance du Haut-glacis s'oppose à l'efficacité croissante de la dissection. De ces régions de savane vers le sud forestier, la moindre résistance du Haut-glacis se conjugue à l'efficacité croissante de l'altération. Le résultat est une meilleure représentation aux latitudes intermédiaires. Mais une distinction supplémentaire est nécessaire : dans les régions préforestières de Toumodi ou de Bondoukou, la meilleure représentation est d'abord le fait de la superficie ; dans les savanes de moyenne Haute-Volta la meilleure représentation est d'abord le fait de l'intensité du cuirassement et de l'érection des témoins au sein du paysage. En corollaire la disparition des hauts-glacis au nord et au sud est bien différente. Au nord c'est le dernier carré de la garde qui se sacrifie. Au sud, ce sont les malades qui s'éteignent dans l'anonymat.

La disposition des cuirasses de Haut-glacis est ainsi plus variable encore que celle des cuirasses intermédiaires. Toutes les situations géomorphologiques sont possibles du témoin isolé, point culminant local, au glacis conservé en position de piémont, à peine incisé à l'aval, en passant par le glacis incisé à l'aval et séparé par une dépression de son relief dominant. Toutes les transitions sont également observées entre la dalle cuirassée et la croupe gravillonnaire.

3 ADAPTATION AU MODÈLE HÉRITÉ DE L'ÉVOLUTION ANTÉRIEURE.

Le réseau hydrographique s'est transformé entre la période du cuirassement intermédiaire et la mise en place du Haut-glacis. Les profils en long des rivières sont devenus irréguliers¹. Des captures ont modifié la répartition des bassins-versants, des rapides se sont dégagés sur le cours des fleuves et les côtes des grès primaires se sont développées, isolant des portions du réseau hydrographique. Le Haut-glacis s'est moulé sur ces irrégularités comme il s'est adapté à la densité et à la taille diversifiées des reliefs résiduels : l'altitude absolue varie tout autant que la situation géomorphologique, ainsi que la pente et l'extension des glacis. Au cours de l'évolution du Haut-glacis, les irrégularités du réseau peuvent d'ailleurs s'accroître (Nzi-Bandama) ou se résorber (Djélé-Baya) ce qui est un facteur supplémentaire de variation du site des cuirasses.

Bien entendu, la notion de pente moyenne perd toute signification. La répartition des hauts-glacis de part et d'autre des rapides d'Oumé ou en périphérie du massif de Bondoukou (entre 400 et 520 m au nord, dans la zone de Yézimala, entre 300 et 360 m au sud dans la zone de Sapia) en fournit des exemples convaincants.

d Le Moyen-glacis et le Bas-glacis.

Le Moyen-glacis, emboîté dans le Haut-glacis de quelques mètres à une trentaine de mètres, est un système d'aplanissements cuirassés de même type. Beaucoup plus récent, la gamme des situations morphologiques qu'il occupe est moins variée. Appartenant aux zones basses, il peut présenter néanmoins un rebord aval abrupt, notamment en bordure des rivières principales, lorsque des méandres se sont déplacés après son cuirassement (vallée du Kan près de Tokréyaokro par exemple). Mais il reste en général relié à ses reliefs dominants, qui sont le plus souvent des témoins cuirassés du Haut-glacis.

Son développement varie avec la latitude comme celui du Haut-glacis. Les moyens-glacis sont d'autant plus vastes et plus plats que l'on s'avance vers le nord. Ils ne prennent toutefois d'importance qu'à partir du nord de la Côte d'Ivoire. Le cuirassement pour sa part n'est plus une fonction monotone de la latitude. Il varie de part et d'autre des zones médianes. Faible au sud, où son domaine se poursuit néanmoins au-delà du domaine de l'aplanissement (dans la région forestière de Brahéri par exemple, nous avons vu que des cuirasses formées pendant la période du Moyen-glacis sont présentes sur des formes de relief non spécifiques), il s'affaiblit aussi vers le nord. Ainsi en Haute-Volta septentrionale, dans la région de Tambao, l'épaisseur et l'induration des cuirasses de Moyen-glacis sont plus faibles qu'en Haute-Volta centrale et méridionale, dans la région de Diébougou par exemple (photo pl. IX, B, C et D).

Cela confirme la contraction de la répartition zonale des climats après la formation du Haut-glacis. En revanche, en un point donné, l'ampleur des variations du climat a été plus faible pendant la période du Moyen-glacis qu'elle ne l'avait été pendant la période du Haut-glacis. D'une part en effet, ce n'est que dans la Haute-Volta centrale et septentrionale que le Moyen-glacis atteint une extension comparable à celle qu'avait atteint le Haut-glacis dès les régions préforestières : les climats de type semi-aride ne sont guère intervenus dans les régions de faible latitude à partir du Quaternaire moyen. D'autre part, dans toutes les régions étudiées, les altérites du Moyen-glacis ne sont comparables à celles du Haut-glacis ni par la puissance, ni par le degré d'évolution : l'influence des climats très humides est restée faible. L'ampleur limitée des variations du climat explique la dissociation entre le domaine de l'aplanissement et celui du cuirassement, dissociation qui n'apparaissait

1. Ils étaient moins accidentés au moment du cuirassement intermédiaire : dans la région du Blafo-Guétou par exemple, nous avons vu que l'altitude des cuirasses intermédiaires varie beaucoup moins que celle des haut-glacis, et diminue progressivement du nord au sud, le long des vallées principales.

pas pour le Haut-glacis. Le cuirassement se poursuit plus loin vers le sud que l'aplanissement, et ceci confirme qu'il intervient sous des climats de transition, en tout cas sous des climats plus humides que ceux qui permettent le façonnement du système d'aplanissements.

Pour le Bas-glacis, les caractères qui distinguent le Moyen-glacis du Haut-glacis sont renforcés. Le Bas-glacis ne se développe, en dehors des vallées des grands fleuves, qu'à partir de la Haute-Volta méridionale. Il peut y être cuirassé, ce qui n'est plus le cas en Haute-Volta septentrionale où il présente en revanche une grande extension et reste fonctionnel. Ainsi la dissociation entre les domaines de l'aplanissement et du cuirassement apparaît vers le nord. Bien entendu, elle existe au sud : jusqu'en zone préforestière ivoirienne, des cuirasses récentes sont localement présentes dans des bas-fonds qui n'ont pas été façonnés en glacis.

Les oscillations climatiques qui ont eu lieu depuis la mise en place du Bas-glacis ont été trop brèves pour provoquer la formation de nouveaux aplanissements cuirassés. Elles se manifestent toutefois dans les vallées par le « cycle des graviers sous-berge » (VOGT, 1968) et par les dunes rouges stabilisées de l'erg ancien au nord de la Haute-Volta.

Les cuirasses des bas-glacis et les cuirasses associées des régions de faible latitude sont peu épaisses (0,5 à 1 m, rarement 1,5 m) et généralement peu indurées. Elles n'occupent que de faibles superficies. Dans l'histoire du modelé, la période du Bas-glacis ne représente qu'une péripétie assez brève (110 000 à 40 000 B.P. selon MICHEL, 1970), dont la marque n'est bien visible qu'autant qu'elle est récente.

e Quelques aspects annexes.

1 CUIRASSES ET SYSTÈMES DE CUIRASSES.

Pour attribuer une cuirasse à un système déterminé de glacis cuirassés, pour s'apercevoir de l'existence d'une même séquence de systèmes de cuirasses dans des régions différentes, et pour interpréter les variations de cette séquence d'une région à l'autre, l'étude de la répartition des cuirasses en altitude est en soi un élément mineur. L'altitude d'une cuirasse ne prend un sens précis et ne peut être utilisée comme argument pour définir l'appartenance à un ensemble de cuirasses contemporaines, que si d'autres facteurs sont connus, notamment :

- la dynamique régionale déterminée par les climats dominants, la nature du socle et l'évolution du réseau hydrographique.
- la distance de la cuirasse aux grands reliefs ou aux axes de drainage majeurs.
- la position initiale de la cuirasse à l'aval ou à l'amont d'un glacis.

Seules les cuirasses bauxitiques et, dans une moindre mesure, les cuirasses intermédiaires, présentent, à l'échelle d'une région, des altitudes assez homogènes, ce qui permet d'utiliser la notion de « niveau cuirassé ». Mais, sur l'ensemble des régions étudiées, l'altitude des cuirasses bauxitiques varie de 800 m à 250 m et celle des cuirasses intermédiaires de plus de 500 m à moins de 150 m.

D'un autre côté, il faut insister sur le fait que les cuirasses bauxitiques et les cuirasses intermédiaires, qui ne rassemblent qu'une faible proportion des superficies cuirassées actuelles, ont un rôle géomorphologique fondamental. Elles déterminent en effet la taille et la disposition des reliefs importants qui, toujours, sont des témoins ou dérivent de témoins des aplanissements correspondants. De ce fait, elles commandent la disposition et l'extension des glacis ultérieurs. Elles commandent aussi la nature du substratum de ces glacis, par la « mise hors-jeu » des types de roche sur lesquels leur développement et leur conservation ont été les meilleurs. Ainsi, dans les régions où les reliefs résiduels sont nombreux, l'étude des cuirasses récentes ne peut être séparée de celle des cuirasses anciennes.

2 SYSTÈMES DE CUIRASSES ET CLIMATS.

Les trois systèmes de glacis à cuirasse ferrugineuse, Haut, Moyen et Bas-glacis, jalonnent l'évolution du modelé au cours d'une époque dont un trait permanent est l'existence de climats plus humides au sud qu'au nord. On peut admettre que les variations du climat dans une région correspondent d'une part aux modifications de l'intervalle de latitude dans lequel les climats sont répartis, d'autre part aux déplacements d'ensemble de cette répartition vers le sud ou vers le nord.

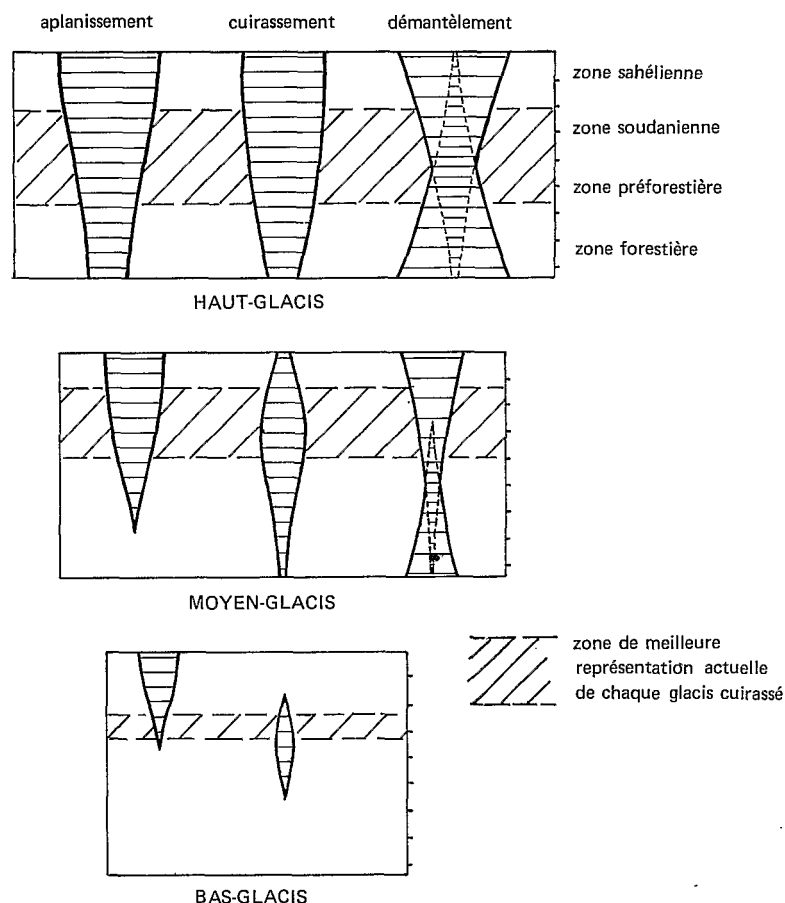


FIG. 61. — Les glacis cuirassés. Variations en latitude.

Si l'on essaie de représenter schématiquement, en fonction de la latitude portée en ordonnée, l'intensité de l'aplanissement, du cuirassement et du démantèlement (malgré l'arbitraire et l'imprécision de ces notions) et que l'on trace pour chaque glacis les zones où il est le mieux représenté (fig 61), on conçoit que le cuirassement soit généralement considéré comme caractéristique des climats soudaniens et sahélo-soudaniens. En fait, l'importance des cuirasses ferrugineuses dans la zone soudanienne est le résultat d'un compromis entre les « intensités » de l'aplanissement, du cuirassement et du démantèlement, pour les trois glacis cuirassés. L'observation du seul Bas-glacis accrédit plutôt l'idée que le cuirassement se développe des climats soudaniens aux climats des zones préforestières, tandis que l'aplanissement ne devient un phénomène majeur que sous les climats sahélo-soudaniens et sahéliens. Mais la répartition zonale des climats a déjà évolué depuis la mise en place du Bas-glacis et surtout il est peu probable que les climats ayant présidé à la formation du Bas-glacis soient identiques aux climats ayant présidé à la formation du Moyen-glacis, à fortiori aux

climats ayant présidé à la formation du Haut-glacis, phénomène d'une bien plus grande ampleur, s'étalant sur une période beaucoup plus longue (ROHDENBURG, 1970).

Il n'en reste pas moins que l'aplanissement des glacis est le fait de climats à précipitations très concentrées, ne permettant pas le maintien d'un réseau hydrographique permanent ramifié. Le cuirassement ferrugineux est le fait de climats de transition assez humides pour permettre la mobilisation du fer. L'altération des profils associés aux cuirasses, notamment aux cuirasses de Haut-glacis, est le fait de climats à pluviosité forte bien répartie. On peut donc tenter une représentation graphique des successions de climats caractérisant les périodes de formation des glacis cuirassés. Le temps étant porté en abscisse et la latitude en ordonnée, les types de climats, secs à humides, sont représentés par des surfaces (fig. 62). Les courbes ont été tracées en supposant la répartition zonale invariable au cours de chaque période et contractée dans le rapport 1/2 entre la période de formation du Haut-glacis et celle du Moyen-glacis. Les oscillations climatiques sont supposées régulières et symétriques à défaut de pouvoir préciser les oscillations secondaires très vraisemblables. Telle quelle, la représentation amène à limiter le cuirassement au nord vers 16° pour le Moyen-glacis et vers 21° pour le Haut-glacis. Il est intéressant de noter qu'en Mauritanie et au Sénégal, BOULET et NAHON (1970) observent les derniers témoins du Moyen-glacis cuirassé à « plus de 16°N et observent encore des cuirasses de Haut-glacis vers $21^\circ30'$. Mais actuellement, l'intérêt d'une telle représentation n'est guère que méthodologique : elle permettrait d'intégrer, au fur et à mesure de leur découverte, des données **locales** concernant le climat à une époque déterminée du passé. Le diagramme pourrait d'ailleurs être complété par une troisième dimension, la longitude, afin d'exprimer les variations des climats ne correspondant pas à une stricte zonalité en latitude.

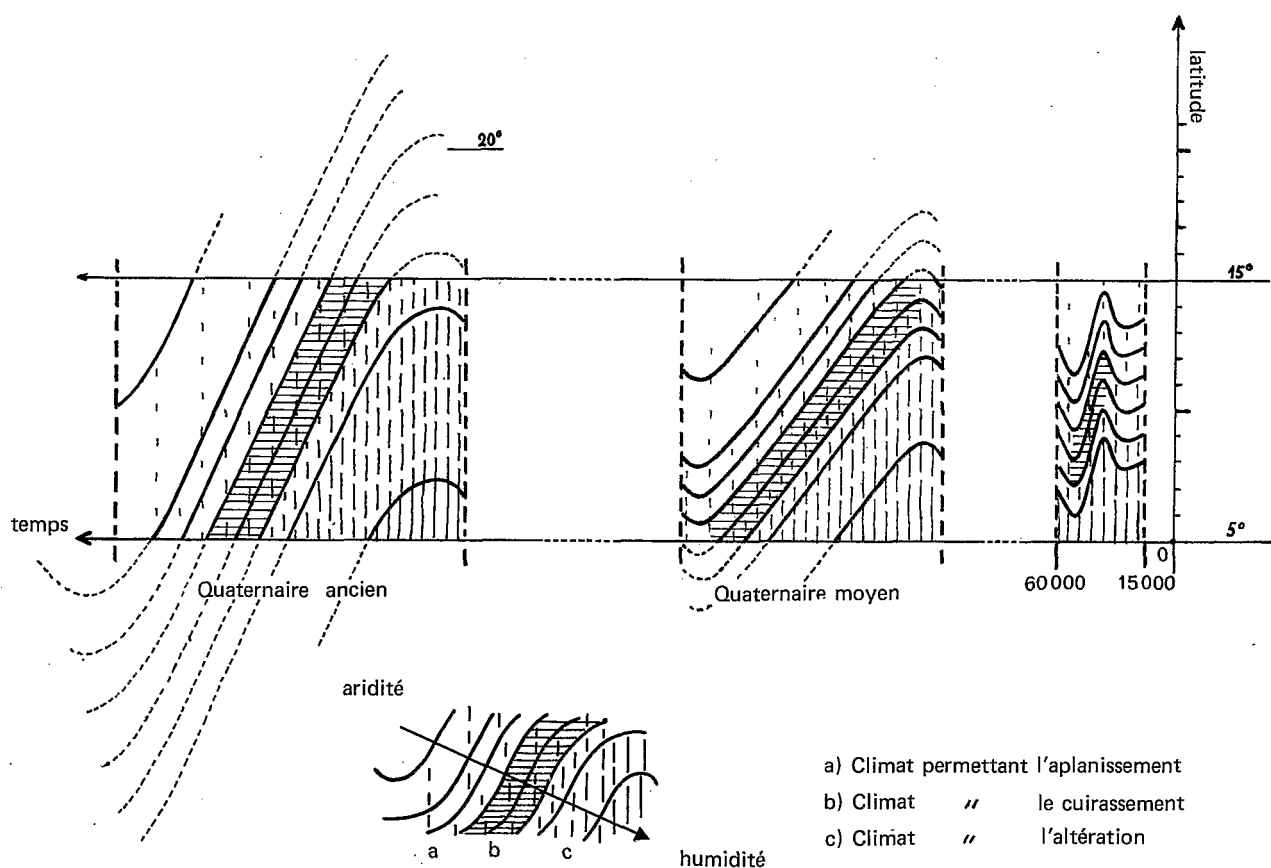


FIG. 62. — Les glacis cuirassés. Climats.

3 VARIATION DU NIVEAU DES NAPPES.

CARTER (1956) note, dans une région du Ghana, que des relèvements importants du niveau hydrostatique, observés à partir de 1932, « sont indépendants des variations de la pluviosité annuelle, mais sont reliés dans l'espace et le temps à la déforestation intense qui a accompagné l'occupation de cette région et sa mise en culture (à partir du début du siècle) ». Les relèvements concernent principalement les vallées. Ils dépassent localement 20 m. Selon CARTER, sur les interfluves, l'infiltration profonde n'est pas diminuée car la réduction de l'évapotranspiration compense largement, dans un paysage au modelé peu accusé, l'augmentation du ruissellement. « Le ruissellement supplémentaire arrive au réseau hydrographique qui devient capable de fournir une quantité d'eau supérieure aux nappes ». Des crêtes de la nappe se forment sous les vallées et s'agrandissent d'année en année ».

Si la suppression de la forêt entraîne de telles élévations du niveau des nappes, à l'inverse, on peut envisager que le passage, dans le temps, de la savane à la forêt entraîne un abaissement. Ce passage, observé actuellement selon la latitude, ne correspond d'ailleurs pas tant à une augmentation de la pluviométrie qu'à une meilleure répartition des pluies au cours de l'année.

Il y aurait là une possibilité de confirmer l'ordre d'intervention des phénomènes envisagé dans les chapitres précédents : façonnement du glaciaire, cuirassement, altération (voir B, IV, f, 4). Après le façonnement du Haut-glaciaire par exemple, la formation de la cuirasse sous un climat déjà assez humide mais qui reste à saisons tranchées, serait suivie, au cours de l'évolution vers un climat à précipitations bien réparties, d'abord d'une « mise hors d'eau » assez rapide de la cuirasse, puis du développement d'altérites en profondeur. Si une dissection du glaciaire a lieu, elle rend alors irréversible la « mise hors d'eau » de la cuirasse, dont l'évolution ne peut plus se faire, sinon le long des rebords, que par fractionnement et dissolution lente, sous l'action d'une végétation dense.

En définitive, lorsque la séquence de climats qui suit le façonnement du glaciaire ne dépasse pas, vers les climats humides, ceux qui permettent le cuirassement, une « rétro-morphose » assez rapide resterait possible, dans le cadre de la pédogenèse des régions sahélo-soudaniennes. Ceci concernerait principalement les glaciaires qui restent intégrés aux zones basses. Lorsque cette séquence atteint les climats permettant le développement d'altérites épaisses, deux cas seraient à envisager :

- ces climats sont transitoires et la période de dissection ultérieure transforme les cuirasses en plateaux.
- ces climats s'installent à long terme et les cuirasses subissent un démantèlement complet, menant à des horizons gravillonnaires. Ceci concernerait aussi les plateaux-témoins, lorsque de longues périodes humides interviennent après leur formation.

II FORMATION DES SYSTÈMES D'APLANISSEMENTS DE TYPE GLACIS

a Insuffisance du recul d'escarpement.

L'espacement chronologique des aplanissements cuirassés pose le problème de la morphogenèse dans les intervalles. Les systèmes d'aplanissements ne se suivent pas. Lorsqu'un d'entre eux est détruit, ce n'est pas nécessairement pour être remplacé par un autre. Différents modelés, avec des pentes et des reliefs diversifiés peuvent lui succéder. Un nouveau système d'aplanissements ne se

met en place que si une séquence spécifique de climats intervient. Mais lorsqu'il se met en place, il efface les traces des modelés réalisés dans l'intervalle. Il ne laisse subsister que les portions les mieux conservées des aplanissements précédents, auxquels il se raccorde par des versants concaves généralement escarpés. Les versants rejoignant les cuirasses intermédiaires aux hauts-glacis en sont de bons exemples dans la région du Blafo-Guétou (photos pl. II, C, E et F). La tentation est alors forte d'admettre que le processus de formation de la nouvelle « surface » est un abaissement brusque du niveau de base induisant un escarpement initial à l'aval de l'ancienne, puis un recul de cet escarpement parallèlement à lui-même (KING, 1948).

En fait, de nombreuses raisons s'opposent à donner à un tel phénomène le rôle principal dans la formation des systèmes d'aplanissements de type glacis :

(1) En premier, l'étude du réseau hydrographique a montré que l'essentiel de son évolution se produit dans les intervalles séparant les périodes d'aplanissement. Inscription de rapides sur les fleuves, captures, les meilleurs exemples de ces phénomènes liés à l'abaissement du niveau de base, nous les voyons intervenir, dans la région du Blafo-Guétou, ou près de Bondoukou, au cours de la période qui suit le cuirassement intermédiaire et qui précède le façonnement du Haut-glacis. Ne sont-ils pas, en particulier les rapides, accompagnés de la création et du recul d'escarpements ? En tout état de cause, cela signifierait que le modelé créé à l'aval d'un escarpement n'est pas nécessairement un système d'aplanissements.

(2) En second, la disposition des glacis par rapport aux reliefs qui les dominent est centrifuge, quelle que soit la taille de ces reliefs, ce qui est inclus dans la notion de « relief dominant ». On n'observe pas de témoins laissés sur place par la progression vers l'amont d'une entaille, c'est-à-dire de témoins de part et d'autre desquels le glacis nouvellement formé serait incliné dans la même direction (fig 63). Il est difficile dans ces conditions d'envisager l'extension des aplanissements à partir d'un abaissement du niveau des drains principaux. Le système d'aplanissements est constitué de dièdres s'appuyant aux reliefs. Lorsqu'un grand massif et un petit relief résiduel sont voisins, il y a simplement dissymétrie du dièdre. Cela implique une mise en place conjointe de part et d'autre des axes de drainage du réseau existant à l'époque de l'aplanissement. Cette mise en place respecte la hiérarchie des drains. De plus, elle a lieu dans des biefs indépendants, à l'amont et à l'aval de rapides comme ceux d'Oumé, au pied et au sommet d'escarpements comme celui de Banfora (voir F, VI, a).

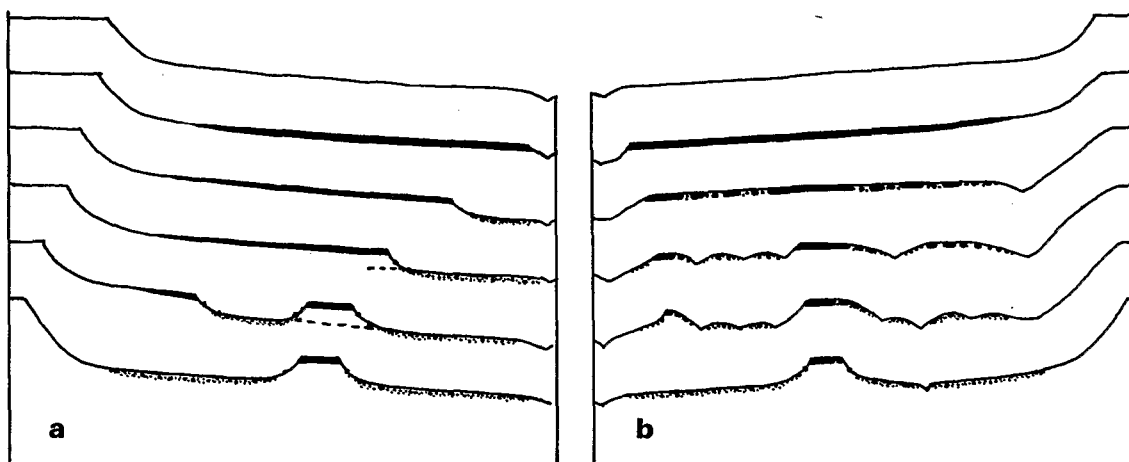


Fig. 63. — Étapes de la formation d'un glacis. a) Hypothèse du recul d'escarpement, b) Variations climatiques.

(3) En troisième lieu, chaque fois qu'une appréciation a pu être portée sur le recul d'un escarpement, paroi gréseuse, rebord bauxitique, rapides, l'ordre de grandeur s'est révélé faible, tout au plus quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres par million d'années, ce qui est sans commune mesure avec l'extension des systèmes d'aplanissements à l'ensemble de grands bassins-versants, sur des centaines de kilomètres le long d'un même fleuve, et pour des systèmes comme le Haut ou le Moyen-glacis, en un laps de temps relativement bref (inférieur en tout cas à un million d'années, âge présumé du haut-glacis : NAHON et DESMOULINS, 1970).

L'extrême stabilité de certains versants des témoins bauxitiques couverts d'éboulis anciens ou de cuirasse de pente n'est pas seule en cause. Les rebords des autres cuirasses ont souvent montré une localisation des blocs dans la partie supérieure du raccord à l'aplanissement suivant : l'alimentation directe des piémonts semble faible. Fractionnement et dissolution rapide des éléments de démantèlement, ou faible recul du rebord dans la période actuelle ? Mais la présence, dans les profils du Haut-glacis, de grandes quantités de débris de la cuirasse intermédiaire, et la présence de débris des cuirasses de Haut-glacis dans le Moyen-glacis, posent la question inverse : la période d'aplanissement était-elle une période de recul plus rapide d'un rebord ou une période de destruction beaucoup plus lente des éléments formés ? En fait, la solution n'est pas dans la réponse à de telles questions qui n'envisagent l'évolution du matériau cuirassé que dans son transit direct d'une surface d'origine à une surface d'accueil.

(4) En effet, et c'est le dernier point, la relation ne s'effectue pas toujours d'une dalle cuirassée témoin fidèle d'un aplanissement antérieur à un glacis de piémont. Les cuirasses fracturées, réduites en blocs, les zones démantelées au sein d'un glacis, sont la preuve d'une longue préparation des matériaux indurés, favorisant leur ablation. Cette préparation va jusqu'à la formation des collines en lanières et des croupes gravillonnaires n'ayant plus, dans la topographie, qu'un rapport lointain avec la surface initiale, dont les régions préforestières et forestières ont donné de bons exemples.

b Les mécanismes en jeu et leur ordre d'intervention.

Selon la latitude, selon la zonalité climatique propre à l'intervalle de temps considéré entre deux systèmes d'aplanissements, le modelé réalisé à l'orée de la période d'aplanissement du second système diffère. Mais, de façon générale, il est le résultat aux oscillations secondaires près, d'un climat humide qui suit le cuirassement ferrugineux du premier système, puis de climats de transition précédant la phase sèche qui permettra le nouvel aplanissement. Le climat humide voit se poursuivre la ramification du réseau hydrographique commencée en concurrence avec le cuirassement, mais avec une perte progressive de la compétence des rivières auxquelles la végétation dense ne permet bientôt plus de transporter que des éléments solubles et des matériaux fins. L'altération progresse, les cuirasses les moins résistantes se désagrègent sur place, les versants convexes dominant. Une première différenciation s'effectue : les zones les mieux cuirassées conservent leur altitude initiale, les autres s'intègrent progressivement à un bas-pays moutonnant ou ondulé (fig. 63). Avec les climats de transition l'incision linéaire reprend son œuvre, favorisée par l'existence d'un réseau hydrographique diversifié. Le niveau de base s'abaisse, les incisions s'élargissent et notamment les dépressions à l'amont des glacis. Si, comme il est admis, l'oscillation vers les climats secs est contemporaine d'une régression marine, c'est la période où les effets de cette régression, dans la zone côtière, et plus à l'intérieur en bordure des grands fleuves, se font sentir avec le maximum d'intensité. La différenciation s'accroît. A côté des anciens reliefs dominants, plus ou moins ravinés, des bas-plateaux apparaissent tandis que le remaniement des cuirasses démantelées s'intensifie. Une proportion importante du déblaiement est réalisée lorsque la nouvelle période d'aplanissement débute en accord avec le fait que les modifications principales du réseau sont acquises.

Que reste-t-il à faire ? A aplanir, précisément. Non pas le travail du bull-dozer mais celui de la niveleuse. Non pas la découpe et l'évacuation, en une ou plusieurs tranches, d'une épaisseur de terrain à peu près égale à la différence d'altitude entre deux surfaces, mais l'égalesation d'un bas-pays, par abrasion et colmatage dans le cadre d'un bilan où l'évacuation l'emporte sur la fourniture, en respectant les plus gros obstacles ou en les écornant un peu. Ce travail se réalise au fur et à mesure de la désorganisation du réseau hydrographique, progressivement réduit à quelques drains à écoulement temporaire, relayés à l'amont par des chenaux peu profonds et instables. Ceux-ci façonnent le substratum, l'égalesent, tout en provoquant l'épandage des produits d'ablation dans lesquels ils s'inscrivent et qu'ils transportent. En dehors des chenaux le ruissellement concentré cède la place au ruissellement diffus, d'autant plus efficace qu'à chaque averse, il concerne de vastes superficies. Le rapport entre l'évacuation et la fourniture de matériaux détritiques évolue, menant à l'établissement d'un régime permanent si la période d'aplanissement se prolonge sans variations importantes des conditions de milieu. Le stade atteint dépend non seulement du climat mais de la densité des reliefs résiduels. Nombreux ils favorisent la naissance de glacis d'extension faible, recouverts d'une couche assez épaisse de matériaux remaniés. Rares, ils favorisent la naissance de glacis plus vastes, ou de larges interfluvies aplanis, à recouvrement mince. Conjointement à l'aplanissement des glacis, les matériaux amenés jusqu'aux drains situés en aval font l'objet d'un transport longitudinal et s'accumulent en terrasses alluviales. Lorsque la pluviosité augmente et devient moins irrégulière, les glacis-terrasses se cuirassent, en commençant par l'aval. Le cuirassement qui les protège s'effectue en concurrence avec la reprise de l'incision linéaire qui tend à les disséquer.

c Importance relative des phénomènes.

Il ne s'agit là que d'un schéma, concernant surtout, tel qu'il est exposé, les régions des savanes préforestières actuelles. Du sud au nord et des cuirasses les plus anciennes aux plus récentes, le façonnement des glacis fait intervenir à des degrés divers les phénomènes envisagés. En particulier, l'importance respective de la préparation sous climat humide et de l'ablation sous climat de transition varie. De même l'importance respective des déblaiements réalisés avant et pendant la période d'aplanissement. La possibilité subsiste, du recul d'un rebord de cuirasse et plus généralement de l'intervention d'entailles régressives. Mais d'une part ces phénomènes ne sont pas spécifiques de la période d'aplanissement : ils interviennent avec plus d'ampleur au cours de la phase qui précède. D'autre part, dès qu'un escarpement est élevé, qu'il comporte une proportion importante de roche saine, qu'il est coiffé d'une cuirasse non démantelée, son recul est lent. Les pentes concaves des grands rebords de cuirasse ne sont pas le modelé habituel d'évolution d'un aplanissement cuirassé. Elles ne sont souvent que des retouches d'un modelé différencié, ayant succédé à un système d'aplanissements. Le recul du front d'un glacis, d'un versant de colline, n'atteint une vitesse notable que si le niveau hydrostatique est recoupé par l'entaille et se trouve situé dans le profil d'altérite. Des suintements ou des sources apparaissent à la périphérie des témoins cuirassés, les lessivages sont actifs, les horizons meubles sous-jacents aux cuirasses sont sous-cavés, provoquant des effondrements. Le phénomène est accéléré lorsque le climat ne permet pas le maintien d'une végétation dense protectrice sur les rebords. Mais lorsque le toit de la nappe est situé dans des roches saines ou faiblement altérées, résistantes, ce phénomène joue peu. Il en est de même pour le versant d'une colline, lorsqu'il est isolé des zones basses par un glacis. Les eaux reçues au pied du versant se partagent entre l'infiltration, très dominante lorsque les manteaux meubles sont épais et le ruissellement, dont la capacité d'incision est réduite dès que la végétation est assez fournie. Les versants sont alors stables jusqu'à la création de dépressions périphériques : le recul d'escarpement est pour le moins un phénomène discontinu.

En définitive, lorsqu'un système d'aplanissements se met en place, dans une région où le

modélé est encore marqué par le système d'aplanissements cuirassés précédent, deux types de genèse interviennent :

- les nouveaux aplanissements se façonnent progressivement, dans le bas-pays qui provient de la dissection des anciens et dans les zones où ne subsistent que des buttes de cuirasse très démantelées. Cette genèse concerne à un instant donné de grandes superficies. Elle correspond à une transformation des modalités de l'écoulement. La taille des glacis s'accroît par coalescence de glacis élémentaires. La progression est relative à la platitude du modelé des zones concernées, plus qu'à leur superficie. En ce sens, cette genèse peut être qualifiée de verticale.
- les nouveaux aplanissements augmentent leur extension au détriment des zones résistantes des anciennes cuirasses, déterminant la formation de rebords escarpés qui reculent vers l'amont. Cette genèse concerne principalement à un instant donné, l'étroite zone de raccord des anciens aplanissements aux nouveaux. Elle peut être qualifiée de genèse horizontale.

Dans toute la Côte d'Ivoire, la genèse horizontale a été pour les glacis, un phénomène mineur par rapport à la genèse verticale. Si les climats sont en cause, les dénivellations importantes entre les systèmes d'aplanissements le sont également. Elles sont responsables de la présence de roche saine à la base des principaux escarpements. Au nord de la Haute-Volta, l'inscription du Haut-glacis et souvent du Moyen-glacis dans un manteau d'altérites ininterrompu depuis la base des cuirasses intermédiaires, compense la faible préparation des surfaces cuirassées par démantèlement sous climat humide.

La genèse horizontale devient un phénomène important.

III INTERDÉPENDANCE – LE CUIRASSEMENT FERRUGINEUX

La réflexion sur les formes et la genèse des niveaux cuirassés met en opposition deux aspects :

- d'une part la constitution de ces niveaux au cours de périodes de longueurs diverses, dans le cadre de répartitions variées des climats, et de plus la constitution de chacun d'eux à un moment de l'histoire géomorphologique où la constitution du précédent est déjà un événement lointain. Autrement dit, une indépendance chronologique.
- d'autre part, la constitution de chacun d'eux dans des régions où le relief est encore marqué, dans ses formes et ses matériaux superficiels, par le niveau précédent, c'est-à-dire une interdépendance des matières premières, du cadre et du résultat de leur transformation. C'est ce deuxième aspect qu'il faut maintenant considérer.

a Destruction incomplète des profils cuirassés.

Quelle que soit la stabilité tectonique de l'Afrique de l'ouest, il faut insister sur le fait que la destruction complète des cuirasses principales est extrêmement difficile et longue à réaliser. Des abaissments du niveau marin de plus de 100 m ont eu lieu au cours du Quaternaire sur les côtes d'Afrique occidentale. Elles n'ont pas suffi pour faire passer à la mer le manteau de formations superficielles qui recouvrait de vastes surfaces. La mer n'a d'influence que dans les régions côtières et dans quelques doigts de gant le long des principaux fleuves. Des plus hauts sommets d'Afrique Oc-

cidentale (pic Bintumane, 1970 m) aux berges des rivières, des cuirasses sont présentes, d'âge, de composition et d'extension variables. Coiffant des profils altérés épais ou réduites en sols gravillonnaires, elles maintiennent, dans de vastes régions, des quantités importantes de matériaux évolués à base de kaolinite, d'oxydes et de quartz, dont la remise en jeu est le fait d'une migration permanente des hauteurs vers les zones basses et les bassins sédimentaires. Migration permanente mais irrégulière, procédant selon les climats, de phases d'ablation brutale et de recyclages progressifs, sans que soit jamais réalisée une élimination tant soit peu complète. Dans l'évolution des régions considérées, au moins depuis le début du Tertiaire, le point de départ que constituerait une large mise à l'affleurement des roches est absent.

b Origine du fer.

D'un niveau à l'autre, les phénomènes d'induction sont ainsi nombreux. Notés pour l'extension des glacis et la disposition de leurs reliefs dominants, ils interviennent également pour le cuirassement ferrugineux. En effet, celui-ci ne demande pas seulement des conditions particulières de climat et la réalisation d'un modelé spécifique, le glacis. Il faut que de grandes quantités de fer soient disponibles dès le retour vers un climat humide, afin d'indurer le glacis avant qu'il ne soit la proie de l'érosion linéaire.

Mais les plateaux-témoins de cuirasses anciennes qui subsistent à la fin de la période d'aplanissement, n'ont qu'un rôle mineur dans l'alimentation en fer. Indépendamment de tout aspect géochimique, leur superficie est bien trop faible. Dans la région du Blafo-Guêto les cuirasses anciennes sont relativement bien représentées. Nous avons vu que les cuirasses de Haut-glacis occupent, dans une zone comme celle d'Afotobo, 14 % de la superficie totale. Au maximum de son extension, le Haut-glacis pouvait en occuper 60 % et les reliefs résiduels 32 %. Toutefois les cuirasses anciennes déterminant les reliefs ne représentaient déjà plus que 3 à 4 % de cette superficie (carte 12) : la totalité de leur fer aurait à peine suffi à produire les cuirasses de Haut-glacis qui subsistent actuellement. Le rôle des cuirasses anciennes est antérieur. Elles interviennent d'abord, par leur induration, pour freiner la dissection. Elles évitent, au cours de la période qui sépare la formation de l'ancienne surface et le nouvel aplanissement, l'élimination du profil altéré et la mise à l'affleurement de larges zones de roches saines. Fracturées, réduites en croupes gravillonnaires ou érodées dans le cadre du recul d'un rebord, elles délivrent progressivement vers les zones basses, pendant toute cette période, des matériaux comportant de grandes quantités d'éléments résistants qui se retrouvent dans les épandages des glacis nouvellement constitués ; ces matériaux facilitent l'obtention de formes planes par rapport à une abrasion simple des piémonts et constituent, sur place, un stock de fer important.

De même les roches du relief dominant ne peuvent en général être considérées comme responsables de l'alimentation en fer. Un calcul approximatif montre que la cuirasse du haut-glacis formée au pied est du Guêto, qui est pourtant une très grosse colline de 400 millions de m³ (dont 200 sont supposés intervenir pour le piémont oriental), demanderait le lessivage de la totalité du fer de 25 % des roches du relief dominant ou le lessivage de la moitié du fer de 50 % de ces roches, ce qui est exclu. Si ce fer avait été emprunté à une partie manquante du relief dominant, il faudrait supposer, au début du cuirassement un versant avancé de 75 à 150 m, ce que la présence des cuirasses de pente, héritées de la période intermédiaire, exclut également, dans le cas du Guêto.

Dans le cas particulier où les roches des reliefs dominants sont très riches en fer, leur intervention n'est plus mineure. Mais, là encore, l'alimentation du piémont ne correspond pas à un apport de fer depuis le relief dominant, au fur et à mesure du cuirassement. Ce sont les débris de roche, arrachés antérieurement au relief et mêlés dans les matériaux allochtones du glacis aux produits remaniés d'origine plus locale, qui jouent le rôle principal. A l'amont des glacis développés au pied de chaînons à flancs raides, ces débris de roches peuvent constituer la plus grande part des matériaux

d'épandage. R. W. WHITE (1972 et communication orale) qui a participé à la prospection de gisements de fer au Libéria, cite un cas très démonstratif. Au pied d'une haute colline d'itabirite riche en magnétite, un très vaste glacis comporte, dans la zone proche de la colline, une cuirasse atteignant la teneur exceptionnelle de 55 % de fer métal (78,5 % de Fe_2O_3). Cette cuirasse s'est formée dans des épandages de blocs d'itabirites ; des résidus à structure conservée sont observés dans la cuirasse. Le substratum du glacis est constitué de granites. La prospection dont la cuirasse a fait l'objet, s'est limitée à 2 ou 3 kilomètres du pied de la colline, bien que le glacis cuirassé se poursuive vers l'aval sur encore plusieurs kilomètres. Ainsi, même dans ce cas très favorable, il n'y a pas d'effet à longue distance. Le couple lessivage-piégeage ne joue que dans des espaces limités. La cuirasse a d'abord pour origine le stock de fer accumulé là où elle se forme et à proximité.

Le cuirassement est essentiellement la réorganisation de ce stock, au sein des matériaux du glacis, par bourrage vers l'aval. Quand ce stock provient d'aplanissements cuirassés anciens, ce sont donc les parties les plus démantelées, les plus séniles de ceux-ci qui sont intervenues. Le lessivage des cuirasses anciennes existe bien puisqu'il est à l'origine de la constitution des croupes gravillonnaires dans les régions où les climats humides se sont installés à long terme. Mais précisément, quand il y a lessivage des cuirasses supérieures, le fer mobilisé va jusqu'au marigot ou se piège dans des formes non spécifiques transitoires, car il s'agit d'une phase forestière : les services d'accueil, les glacis de piémont, ne sont pas encore en place. Autrement dit, le piègeage dans de nouvelles cuirasses ne se fait pas au moment des plus fortes dissolutions sur les reliefs, en phase d'altération, mais seulement à partir du fer des éléments résiduels de cette altération et du fer des débris de roche peu altérée, arrachés aux reliefs pendant la période semi-aride de l'aplanissement.

c Fer local.

Du fer issu du substratum des glacis peut intervenir, à côté du fer des produits hérités. Mais, pour les glacis des zones volcano-sédimentaires il s'agit d'un phénomène mineur. Il ne joue que lorsque des pointements de roches résistantes affleurent à travers les matériaux allochtones ou lorsque les altérites en place occupent une partie importante du profil, jusqu'aux horizons où la cuirasse se forme. Le premier cas est notamment celui de quartzites ferrugineux et manganésifères, dont quelques affleurements, sur le glacis du Guéto, sont entourés, dans la cuirasse, d'auréoles d'extension limitée riches en manganèse.

Dans les vastes zones granitiques sans reliefs résiduels, où le démantèlement des cuirasses anciennes était très avancé, les matériaux allochtones, minces, n'isolent pas les roches du substratum de la zone de pédogenèse active. L'intervention du fer de ces roches peut alors prendre plus d'importance, mais sans pouvoir, seule, rendre compte du cuirassement des glacis.

D'ailleurs, le calcul montre que pour former 3 mètres de cuirasse à 40 % de Fe_2O_3 et de densité 3 (cuirasse de type Haut-glacis), selon un mécanisme de concentration sur place dont le rendement serait de 60 %, il faudrait tout le fer de 34 m de roche de densité 2,5 à la teneur du Clarke (7,2 % de Fe_2O_3). L'altération progressive d'une telle tranche de roche avec concentration per descensum du fer et élimination de la plus grande partie des produits résiduels siliceux et alumineux, outre qu'elle est en elle-même difficile à concevoir, ne saurait rendre compte de la formation de cuirasses qui indurent des glacis en conservant leur forme plane et parfois leurs raccords aux reliefs. Ou bien, il faut alors admettre que « la surface de la latéritisation épouse, avec une légère atténuation, les variations d'altitude » (RÉFORMATSKY, 1935) et « que les formes d'aplanissement actuel du relief en longues surfaces inclinées sont postérieures aux cuirasses » (LEPRUN, 1972).

Certes, dans le nord de la Haute-Volta, où les climats actuels et récents sont des climats à longue saison sèche, où le réseau hydrographique est très peu ramifié, les cuirasses qui ne sont pas encore transformées en plateaux de dimensions réduites, peuvent subir des rectifications avec

ablation locale et comblement de dépressions. Même plus au sud, lorsque le démantèlement partiel d'une cuirasse a entraîné des déformations de sa surface plane originelle, des réparations sont effectuées dans les périodes ultérieures, avec éventuellement une cicatrisation de la cuirasse. Certains faciès gravillonnaires en ont montré l'exemple dans la région du Blafo-Guétó. Quelle que soit l'importance locale de ces retouches, elles ne doivent pas être confondues avec l'aplanissement initial.

Par ailleurs, dans les régions préforestières et forestières, où le réseau hydrographique actuel est ramifié, la platitude des formes est en relation directe avec l'épaisseur et l'extension des cuirasses. (Nous avons vu notamment que le Haut-glacis, peu ou non cuirassé sur les roches basiques, ne subsiste sur ces roches qu'en lambeaux déformés). C'est la situation inverse que l'on observerait si l'aplanissement était postérieur à des cuirasses épousant une topographie irrégulière.

D'un autre côté, plus de 30 m de roches pour la formation d'une cuirasse de Haut-glacis, cela correspond, dans certaines régions, à la plus grande partie de l'épaisseur de roche disponible sous les aplanissements intermédiaires. Autrement dit, la formation de cuirasses de Haut-glacis autochtones supposerait, dans ces régions, à l'emplacement des hauts-glacis, une élimination des stocks de fer rassemblés dans les cuirasses intermédiaires, sans abaissement important de la surface topographique, puis un abaissement important de la surface topographique, sans trop d'élimination du fer des roches mises en jeu. Ceci est d'autant plus invraisemblable que le fer concentré sous forme de masses indurées d'oxydes est plus difficile à exporter que le fer mobilisé dans l'altération des roches. De plus, l'altération complète de 30 m de granite, si l'on se réfère aux calculs de Leneuf (1959), demanderait 1,5 à 3,6 millions d'années de climat tropical humide, ce qui n'est pas compatible avec la mise en place des hauts-glacis, au Quaternaire ancien, surtout dans des régions comme le nord de la Haute-Volta.

Enfin, les incisions à l'aval et à l'amont des glacis montrent qu'il n'y a pas eu d'abaissement uniforme de la topographie. Selon les lieux, l'évolution des glacis cuirassés procède, d'un système de tout ou rien (dissection brutale), à une adaptation progressive à de nouvelles conditions de morphogénèse (lanières ou croupes gravillonnaires). Dans tous les cas, la transformation du modelé ne s'accompagne pas d'un épaissement de la cuirasse, qui se reformerait vers le bas en s'agrégeant le fer des roches mises en jeu, mais au contraire d'un démantèlement de cette cuirasse. C'est seulement lorsque de nouveaux aplanissements se sont développés et que des conditions favorables de climat sont réalisées qu'une nouvelle cuirasse apparaît. Si, à côté du fer hérité, une certaine quantité de fer issu des roches intervient dans la formation de cette nouvelle cuirasse, elle ne compense pas même les pertes par rapport au stock constitué dans la cuirasse précédente. Des aplanissements intermédiaires aux hauts-glacis et aux moyens-glacis, la quantité de fer piégée dans les cuirasses ferrugineuses a, de fait, constamment diminué.

Remarque : Des phénomènes d'hystérésis interviennent dans le cuirassement des glacis. L'action de la phase humide qui suit le cuirassement se fait sentir plus ou moins tôt. Pour des petits glacis peu cuirassés, l'envahissement par la forêt et le démantèlement des cuirasses se font sans délai. Pour des glacis plus vastes, bien cuirassés et dont la cuirasse, décapée, affleure, l'envahissement par la forêt est retardé. Les variations saisonnières du pédoclimat restent fortes et le cuirassement se poursuit. Les phénomènes d'hystérésis interviennent également en ce qui concerne le mode de drainage, lorsqu'un glacis assez développé a subi une incision aval profonde provoquant l'enfoncement définitif des nappes, et que les matériaux de recouvrement sont épais, particulièrement à l'amont. La circulation des eaux s'organise alors en profondeur, sous la cuirasse du glacis. C'est le cas du haut-glacis du Guétó, raccordé à un grand relief. La bonne infiltration à l'amont se conjugue avec l'élargissement protecteur des forêts-galeries jusqu'au rebord aval, dans les incisions où sont situées les sources, pour retarder la création d'une dépression périphérique. Le glacis se maintient, dans des conditions de climat qui interdiraient sa naissance, éventuellement à travers toute la période humide malgré un démantèlement partiel de sa cuirasse, jusqu'à la prochaine phase de cuirassement. Au Guétó justement, le cuirassement du moyen-glacis se manifeste, non seulement sur des formes aplanies développées en contrebas du rebord aval du haut-glacis, mais aussi dans le profil du haut-glacis lui-même, à la base du recouvrement, sous forme d'une carapace profonde (profil C₁), séparée de la cuirasse initiale par des horizons tachetés non indurés. Encore à l'heure actuelle, le glacis assure, du pied du Guétó vers la vallée du Kan, un mode de drainage sans écoulement superficiel concentré, sans incision linéaire, à part quelques ravines descendant de la colline dont une seule entaille le glacis sur quelques centaines de mètres avant que l'infiltration des eaux ne soit assurée.

Dans ces conditions, d'une part l'ablation à la surface du glacis, est faible ; d'autre part, la cuirasse est mise « hors d'eau ». Son évolution est indépendante du fonctionnement de la base du profil d'altération, où les hydrolyses libèrent les éléments constitutifs des roches.

d Conclusion : Héritages successifs.

Pour l'essentiel, chaque système de cuirasses ferrugineuses ne correspond pas à la concentration sur place du fer d'une nouvelle tranche de roches du socle. Pour l'essentiel, il ne correspond pas au piégeage de fer lessivé des roches des reliefs qui dominaient les aplanissements au moment du cuirassement.

Le fer se transmet d'une cuirasse à la suivante. Mais la migration oblique du fer d'une cuirasse à l'autre n'est pas un grand mouvement de solutions, du sommet des plateaux de cuirasse ancienne vers l'extrémité des piémonts. Elle se décompose en deux étapes :

- un héritage de débris de cuirasse (blocs, cailloux, gravillons) subissant un déplacement limité mais complexe, d'un aplanissement ancien à un glacis en formation.
- une migration latérale dans l'épaisseur des matériaux allochtones de ce glacis (ainsi que dans la partie supérieure des altérites en place lorsque ces matériaux sont peu épais) et un piégeage, commandé par le drainage propre au glacis, par les circulations au sein d'une nappe et les fluctuations de cette nappe.

L'existence actuelle d'un Moyen-glacis, dont la conservation est assurée par son cuirassement, est ainsi une conséquence de l'existence antérieure d'un Haut-glacis. Le Haut-glacis lui-même n'a pu remplir ce rôle que grâce à la résistance de ses cuirasses qui ont permis, même démantelées, de ne pas dilapider l'héritage de fer avant la naissance d'un successeur. Et cet héritage avait été légué par le système d'aplanissements intermédiaire, situé initialement au pied des témoins bauxitiques. Sans les stocks d'éléments résiduels de cuirasse recueillis lors de leur formation, les glacis ne seraient dans la plupart des cas, que des formes de relief fugitives, au même titre que les formes élaborées dans l'intervalle des périodes d'aplanissement.

En définitive, la séquence de cuirasses ferrugineuses doit être d'abord considérée comme une cascade de réactions secondaires à un phénomène cardinal : l'aplanissement et le cuirassement du niveau bauxitique.

Il reste donc deux points à étudier. La genèse du niveau bauxitique et la transmission de l'héritage au niveau intermédiaire. Mais chacun de ces deux points constitue à lui seul un vaste programme. Si le premier a été pris en charge, en Côte d'Ivoire, par B. BOULANGÉ, le second ne fait pas encore l'objet d'une étude particulière. Sur ces deux points, je ne ferai que quelques remarques et des hypothèses.

IV LA CUIRASSE BAUXITIQUE

a Remarque sur les teneurs en fer et en aluminium des cuirasses bauxitiques.

Le clarke fixe l'abondance de l'aluminium et du fer dans la croûte terrestre à des valeurs de 8,13 % et 5,00 % (RANKAMA et SAHAMA, 1950), ce qui, évalué en oxydes, donne un rapport Al_2O_3/Fe_2O_3 de 15,4/7,2. Une cuirasse bauxitique où l'alumine et l'oxyde de fer seraient représentés dans cette proportion aurait des teneurs respectives de 48 % et 22 % ce qui correspond à une bauxite de qualité industrielle, c'est-à-dire un produit pour la recherche duquel on consent des in-

vestissements importants. Dans la majorité des cas, les cuirasses bauxitiques sont moins riches en alumine et plus riches en oxydes de fer. Donc, au regard du clarke, ces cuirasses ne sont généralement pas des concentrations de l'aluminium par rapport au fer mais des concentrations du fer par rapport à l'aluminium (elles sont des concentrations de l'aluminium et du fer par rapport à la silice).

Pour aller plus loin dans l'étude du chimisme général des cuirasses bauxitiques rencontrées en Côte d'Ivoire, deux coefficients peuvent être définis, qui ont l'avantage, par rapport aux simples facteurs de concentration de l'alumine et de l'oxyde de fer, de rattacher les comparaisons au phénomène général de lessivage différentiel. Dans ce but sont considérés les cas limites où un des deux oxydes reste sur place, l'autre faisant seul l'objet de dépôts ou d'apports.

Soient, exprimés en pourcentages pondéraux :

roche-mère	cuirasse	
a	a'	Al ₂ O ₃
b	b'	Fe ₂ O ₃

α) Supposons que toute l'alumine reste sur place.

- Un poids 100 de roche fournit à la cuirasse un poids a d'alumine auquel correspond dans la cuirasse un poids $a \cdot \frac{b'}{a'}$ d'oxyde de fer.
- La quantité considérée de roche dispose d'un poids b d'oxyde de fer.
- La proportion d'oxyde de fer utilisée pour former la cuirasse est donc : $\frac{ab'}{ba'}$,
- La proportion d'oxyde de fer exportée (ou importée) est : $1 - \frac{ab'}{ba'}$,

$j = (1 - \frac{ab'}{ba'}) 100$ représente donc le pourcentage d'oxyde de fer initial exporté ($j > 0$) ou importé ($j < 0$).

β) Supposons que tout l'oxyde de fer reste sur place. De même :

$k = (1 - \frac{ba'}{ab'}) 100$ représente le pourcentage d'alumine initiale en excédent, exportée ($k > 0$) ou en déficit, importée ($k < 0$).

1^{re} APPLICATION : CUIRASSES BAUXITIQUES DU MASSIF DE BONDOUKOU.

Les cuirasses bauxitiques de Bondoukou sont un exemple typique de bauxites ferrugineuses pisolithiques sur roches basiques. L'extension importante des plateaux a justifié une prospection pour la bauxite. Les teneurs moyennes obtenues (ZANONE, 1965) sont les suivantes :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 : a' = 37 \qquad \text{Fe}_2\text{O}_3 : b' = 44$$

L'étude géologique régionale, effectuée par SOULÉ DE LAFONT, fournit des analyses de roches vertes. Celles-ci forment l'essentiel du substratum des cuirasses. Deux types de roches (métadolérite et schiste vert) considérés comme représentatifs d'un groupe « dans lequel nous devons classer la majorité des roches vertes de la région de Bondoukou » (SOULÉ DE LAFONT, 1956) donnent les teneurs

moyennes suivantes : Al_2O_3 : 16,02 – Fe_2O_3 : 12,5. Huit autres analyses de roches vertes de la même région, fournies par le même auteur, ont pour moyenne :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 : 15,16 \qquad \text{Fe}_2\text{O}_3 : 13,86$$

En faisant intervenir, à titre de sécurité, ces roches minoritaires pour un tiers, on obtient finalement, pour le substratum des cuirasses, les teneurs suivantes :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 : a = 15,7 \qquad \text{Fe}_2\text{O}_3 : b = 13,0$$

On en déduit :

$$\begin{aligned} j &= \left(1 - \frac{15,7 \cdot 44}{13,0 \cdot 37}\right) 100 & j &= -44 \\ k &= \left(1 - \frac{13,0 \cdot 37}{15,7 \cdot 44}\right) 100 & k &= +30 \end{aligned}$$

En fait, des andésites et des schistes font partie du substratum des cuirasses. Mais, leur rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$, étant plus élevé que celui des roches vertes, ne pas les prendre en compte revient à se donner une marge de sécurité supplémentaire.

2^e APPLICATION : CUIRASSE BAUXITIQUE DU GUÉTO.

La cuirasse bauxitique du Guéto est un exemple typique de bauxite à faciès granulaire sur schistes. Le substratum comporte, à côté de schistes tuffacés ou cinéritiques assez homogènes, un faisceau de bancs ferrugineux et manganésifères dont la puissance cumulée est de 5 à 6 m. Bien que l'influence de ces bancs ne s'étende pas à l'ensemble de la cuirasse, il en sera tenu compte pour l'établissement des teneurs moyennes du substratum, dans la proportion de 6/150, la puissance des schistes concernés étant de l'ordre de 150 m.

Les teneurs moyennes sont obtenues à partir des analyses de la page 183 :

Les moyennes des deux types de schistes, pondérées par 150 et 6, donnent pour le substratum : Al_2O_3 : $a = 16,8$; Fe_2O_3 : $b = 5,8$

Pour la cuirasse on a : $a' = 48,4$ $b' = 19,1$

On en déduit :

$$\begin{aligned} j &= \left(1 - \frac{16,8 \cdot 19,1}{5,8 \cdot 48,4}\right) 100 & j &= -14 \\ k &= \left(1 - \frac{5,8 \cdot 48,4}{16,8 \cdot 19,1}\right) 100 & k &= +12 \end{aligned}$$

Les deux types de cuirasses ci-dessus correspondent du point de vue des teneurs en alumine et en oxyde de fer aux deux extrémités de la gamme des cuirasses bauxitiques rencontrées en Côte d'Ivoire. En première approximation, on peut donc estimer que les valeurs de j et de k obtenues sur ces deux exemples définissent la fourchette de variation de ces coefficients.

Cuirasse bauxitique

N° éch.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
CS 133.5	35,7	26,2
CS 133.3	58,8	4,8
CS 133.4	58,4	7,4
CS 131.1	57,0	9,8
CS 131.2	49,3	22,0
CS 131.3	40,3	36,8
CS 131.4	39,2	41,2
CS 133.2	55,3	12,2
CS 133.1	58,7	9,1
CS 132.2	50,0	17,2
CS 132.3	25,0	36,9
CS 132.4	49,0	18,4
CS 132.5	49,0	15,4
CS 132.6	52,0	9,8
moyenne	48,4	19,1

Schistes

N° éch.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
CS 25	19,4	3,3
CS 29	17,2	1,4
CS 37	18,1	5,9
CS 77	13,7	5,5
CS 78	17,6	3,7
CS 79a	16,8	8,9
CS 79b	16,1	5,9
moyenne	17,0	4,9

*Schistes du niveau ferrugineux
et manganésifère*

N° éch.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
CS 24b	12,4	30,1
CS 59	12,8	24,1
CS 60	15,8	37,2
CS 73a	9,9	23,4
moyenne	12,7	28,7

b Insuffisance de l'accumulation relative.

Les explications actuellement admises de la genèse des cuirasses sont fondées sur la distinction de deux phénomènes (d'HOORE, 1954) :

- l'accumulation relative ou soustraction des matériaux les plus solubles.
- l'accumulation absolue ou addition de matériaux importés.

Pour les cuirasses bauxitiques, les choses semblent claires : « La perte des matériaux les plus solubles...établit l'origine relative de ces cuirasses... » (MAIGNIEN, 1966) ¹. Au regard de j et de k que signifie l'accumulation relative pure ? Elle suppose qu'il n'y a que des exportations et aucune importation ce qui implique que la bonne hypothèse de calcul est celle qui donne un coefficient positif. k étant positif avec une variation de 12 à 30, l'explication considérée revient à supposer une exportation (lessivage) de 12 à 30 % de l'alumine, tout le fer restant sur place, ou une exportation

1. En fait, de nombreux autres mécanismes de formation des cuirasses bauxitiques, parfois inattendus, ont été envisagés. Ils ne seront pas discutés ici.

d'alumine supérieure si la perte d'une partie du fer est envisagée. Ainsi l'hypothèse de l'accumulation relative pure est en contradiction avec les lois de la stabilité relative des éléments en milieu tropical (aluminium > fer > silice > bases). Si on ne veut pas mettre ces lois en cause (ce qui est le cas ici), l'hypothèse doit être rejetée.

Mais des interactions entre l'accumulation relative et l'accumulation absolue sont admises. MAIGNIEN (1966) note que la cuirasse alumineuse contient du fer dont il est difficile de dire quelle proportion vient de l'altération de la roche in situ et quelle proportion est due à l'enrichissement secondaire. Pour l'aluminium ajoute-t-il, des pertes peuvent avoir lieu, on observe parfois dans des horizons supérieurs de la cuirasse des concentrations secondaires dans les fissures, mais les accumulations relatives d'alumine sont de très loin les plus communes. Au regard de j et de k, que signifie l'explication selon laquelle toute l'alumine reste sur place, le fer pouvant jouer dans un sens ou dans l'autre ? Le coefficient à étudier est j. Il est négatif avec une variation de -14 à -44. La formation des cuirasses par accumulation relative de l'alumine suppose donc un apport extérieur de fer. Cet apport atteint le septième à la moitié du fer local si aucune perte de fer n'est enregistrée pendant la formation de la cuirasse. Il atteint une proportion supérieure dans le cas contraire, plus probable.

c Accumulation absolue du fer dans une cuirasse alumineuse d'accumulation relative.

Le mécanisme de l'accumulation du fer ne pourrait être qu'une migration depuis des points hauts vers des points bas, si l'on refuse les remontées capillaires, abandonnées en ce qui concerne la genèse des cuirasses. Dans ce cadre, la gamme des phénomènes susceptibles d'être envisagés reste très large. Mais elle se regroupe autour de deux pôles :

- une accumulation relative d'oxydes d'aluminium et de fer, accompagnée ou suivie d'un bourrage par du fer importé,
- une accumulation absolue de fer à un certain niveau du profil d'altération suivie, au fur et à mesure de la mise en relief, d'une individualisation et d'une accumulation relative de l'alumine contenue dans la cuirasse ferrugineuse initiale et les argiles associées.

1 BOURRAGE PAR DU FER IMPORTÉ.

Si le fer importé provenait du lessivage des roches ou des altérites argileuses dérivées de ces roches, on n'obtiendrait des cuirasses à j négatif qu'au prix de la formation de stocks importants d'alumine sur les interfluvés lessivés. Ces stocks constitueraient des cuirasses à j positif car les mécanismes capables de former en zone basse des cuirasses alumineuses d'accumulation relative joueraient à fortiori en zone haute. La disparition de telles cuirasses resterait à expliquer.

Selon l'origine de la cuirasse qui reçoit du fer (supposée formée directement à partir de roches ou à partir de lithomarges), selon l'époque du bourrage par le fer (supposée contemporaine ou postérieure à la formation de la cuirasse concernée), selon même l'origine du fer importé (supposé issu des roches ou des altérites), différents cas peuvent être envisagés. Tantôt c'est l'épaisseur de la cuirasse à j > 0 qui devient l'obstacle principal, tantôt c'est la teneur en alumine de cette cuirasse. Tantôt enfin des obstacles supplémentaires apparaissent ou compensent le caractère non exceptionnel de la cuirasse des interfluvés. C'est notamment le cas si l'on imagine que le fer importé est issu de lithomarges des zones hautes et intégré à des cuirasses formées antérieurement, directement à partir de la roche. La cuirasse des interfluvés serait alors simplement à j nul ou légèrement positif. Mais les cuirasses enrichies en fer devraient présenter une paragenèse à fer primaire et fer secondaire. Les cuirasses observées ne présentent pas une telle paragenèse (sauf dans le cas particulier des ferruginisations superficielles, interprétées comme contemporaines du cuirassement intermédiaire, et

qui, de toutes façons, sont sans grande incidence, en Côte d'Ivoire, sur les teneurs moyennes des cuirasses bauxitiques).

Mais le fer importé pourrait provenir de cuirasses plus anciennes, conservées sur des reliefs résiduels. Cela revient à repousser le problème à la genèse de cuirasses de plus en plus anciennes et à l'aggraver. Car si des cuirasses ont été capables de perdre du fer pour le fournir aux cuirasses bauxitiques (dont l'âge probable est éocène), il faut admettre que celles-ci, mises en relief à leur tour à une époque déjà lointaine, ont aussi perdu du fer, c'est-à-dire qu'au moment de leur formation leur coefficient j était encore plus négatif qu'actuellement. En fait, la perte de fer au cours de la mise en relief des cuirasses alumino-ferrugineuses apparaît comme un phénomène mineur, jouant sur des teneurs limitées et uniquement à la périphérie des cuirasses.

Surtout, il est exclu que des cuirasses anciennes dominant les cuirasses bauxitiques éocènes aient été assez étendues pour fournir le fer nécessaire au passage du coefficient j de valeurs positives ou nulles à des valeurs franchement négatives. En effet, dans une région où les reliefs résiduels dominant des aplanissements sont coiffés par des cuirasses anciennes, le rapport entre la superficie des cuirasses anciennes et la superficie occupée par les reliefs est faible, dès que la différence d'altitude entre les aplanissements et les cuirasses anciennes est forte. Pour les cartes de Tokréaokro et Afotobo les reliefs résiduels au-dessus du Haut-glacis occupent 20 à 25 % de la superficie, c'est-à-dire certainement beaucoup plus que n'occupaient les reliefs résiduels au-dessus de la surface bauxitique. Or les cuirasses anciennes occupent sur ces cartes respectivement 0,5 et 1,5 % de la superficie. Même si les différences d'altitude étaient inférieures à l'Eocène entre d'éventuels reliefs résiduels cuirassés et la surface en cours de formation, le problème ne peut être ainsi résolu.

2 ACCUMULATION DE FER INITIALE ET CONCENTRATION D'ALUMINE LORS DE LA MISE EN RELIEF.

Ce phénomène a été souvent envisagé et rendu responsable du fait que les cuirasses bauxitiques jalonnent des surfaces très anciennes. On retrouve toutefois les difficultés relatives à la structure des cuirasses et à la possibilité d'une évolution importante postérieure à la mise en relief. D'ailleurs on devrait observer tous les stades intermédiaires entre des cuirasses bauxitiques et des cuirasses uniquement ferrugineuses. Ce n'est pas le cas. Du point de vue de la composition et de la structure, les cuirasses ferrugineuses et bauxitiques sont nettement distinctes. Les premières ne manifestent pas d'évolution bauxitique lorsqu'elles sont mises en relief, malgré des hauteurs relatives qui, pour le niveau intermédiaire, atteignent 100 et même 150 m. L'alumine minéralogiquement exprimée n'y est présente que de façon très discrète et sans relation avec les hauteurs relatives. Lorsqu'une évolution a lieu, elle se manifeste d'abord par un démantèlement de la cuirasse, particulièrement sous les végétations denses associées aux phases de climat humide. Il y a éventuellement une perte de fer par lessivage et un enrichissement relatif en alumine du sol mais il n'y a pas constitution d'horizons indurés de cuirasse susceptibles de subsister à long terme. D'autre part, on devrait observer une paragenèse à oxyde de fer primaire et alumine secondaire dont la structure pisolitique, la plus fréquente pour les cuirasses bauxitiques, est très éloignée. Cette structure suppose une remobilisation complète de l'aluminium et du fer et un piégeage conjoint de ces deux éléments. Elle est plus vraisemblablement le fait d'un milieu hydromorphe que d'un milieu bien drainé.

d Hypothèse.

Si le maintien sur place de l'aluminium ne permet pas de trouver une hypothèse satisfaisante pour la genèse des cuirasses, il faut envisager la migration de l'aluminium à côté de la migration du fer et la réalisation de cuirasses bauxitiques qui ne soient pas, à l'échelle de l'interfluve, le résultat

d'une accumulation relative mais d'une accumulation absolue. Dans ce cadre, on évite la formation conjointe de cuirasses en zone haute et en zone basse. Ceci permet d'envisager, à la fois, des compensations entre les différentes parties des profils pour justifier les fortes teneurs en fer des cuirasses, la mise en jeu d'épaisseurs importantes de roches sur les interfluves non cuirassés, et une poursuite de la morphogenèse assurant le cuirassement progressif de vastes zones. La dissection des interfluves reste en effet possible ; ils peuvent être transformés en zones basses qui s'indurent à leur tour.

A partir du moment où les conditions seraient réalisées d'une mobilité de l'aluminium, la plus forte stabilité de ce métal signifierait qu'à teneurs initiales égales plus de fer que d'aluminium serait mis en mouvement. La composition de la phase migratrice issue d'un milieu varierait avec la composition de ce milieu, l'absence ou l'épuisement d'un constituant permettant, à la limite, la migration de l'autre à l'état pur. Ainsi pourraient s'expliquer des gammes larges de teneurs en alumine et en oxyde de fer dans les cuirasses bauxitiques.

D'un autre côté, l'obstacle de la constitution sur les zones hautes d'amas importants d'alumine serait supprimé. Au contraire, l'amortissement des reliefs et la réalisation d'une topographie faiblement ondulée s'expliqueraient à partir d'un modèle de croupes convexes. Corrélativement, il ne serait pas nécessaire d'envisager, pour la formation d'une cuirasse donnée, un abaissement topographique continu de cette cuirasse, au fur et à mesure de la mise en jeu d'une grande épaisseur de roches sous-jacentes. La relation entre accumulation et induration, difficile à imaginer dans le cadre de l'accumulation relative, serait simplifiée.

L'évolution vers un moutonnement d'interfluves enserrés dans le réseau hydrographique ramifié caractéristique des climats très humides tendrait à diminuer les distances entre les zones d'alimentation et les zones de réception. Plus l'évolution serait avancée, plus les phénomènes joueraient dans des espaces restreints, plus la probabilité serait forte que ces espaces soient pétrographiquement homogènes. La corrélation positive entre les teneurs en fer et en aluminium de la cuirasse et celles de la roche constituant le substratum, en serait une conséquence. Les facteurs, j par contre, liés principalement aux conditions de la migration différentielle, reflèteraient le climat avant de refléter la roche, ce qui expliquerait leurs valeurs assez proches pour des cuirasses très différentes.

L'introduction de la mobilité de l'aluminium est donc à même de permettre des interprétations simples de faits variés. Dans cette hypothèse l'excédent de fer constaté dans les cuirasses par rapport aux teneurs de la roche est compensé sans difficultés par la pauvreté de la lithomarge. En effet, il devient possible d'envisager le développement contemporain de cuirasses et de lithomarges qui ne soient pas nécessairement associées dans un même profil, selon le site occupé par ce profil. Sur les interfluves le lessivage de fer et d'aluminium va de pair avec une altération assez rapide pour maintenir un horizon kaolinique constituant une sorte de concentration-tampon d'alumine. Dans les zones de réception les profils s'approfondissent lentement par altération formant une lithomarge et libérant du fer, et se transforment en cuirasse à leur partie supérieure par immobilisation de fer et d'aluminium issus des zones hautes, ainsi que de fer local migrant sur des distances variables selon la topographie du bas-fonds.

Au cours de la période de formation des cuirasses, une fluctuation climatique brève, la rupture d'un seuil sur un drain majeur, un léger mouvement du socle ou une variation momentanée du niveau marin peuvent induire, çà et là, un début de dissection avec incision des interfluves non protégés par le cuirassement. Puis, les conditions favorables revenues, une cicatrisation s'opère, les phénomènes de lessivage et d'immobilisation empruntant aux zones mises en léger relief pour indurer les creux formés. Chaque fois, de nouvelles quantités de roches sont mises en jeu, qui ne sont pas sous-jacentes aux cuirasses qu'elles alimentent. Ainsi, petit à petit, une grande épaisseur de roches intervient, par étapes successives, décalées dans le temps d'un point à l'autre. Cette redistribution des éléments les plus stables, au fur et à mesure de la variation de la situation respective des interfluves et des bas-fonds, entraîne le cuirassement progressif de la plus grande partie des régions concernées. L'existence de faciès gravillonnaires et bréchiques se conçoit dans ce cadre, et surtout l'existence de

faciès pisolithiques à éléments remaniés pisolithiques qui s'accordent avec un cuirassement en zone basse héritant d'éléments de démantèlement formés eux-mêmes en zone basse.

Le modelé ainsi réalisé est de plus en plus stable permettant un amortissement de l'effet des phases défavorables. Une conjonction très spécifique et permanente de conditions morphogénétiques n'est ainsi nécessaire que dans un premier temps. Seule l'observation globale du résultat, longtemps après, alors que l'inversion de relief a fait son œuvre, induit l'idée d'un phénomène continu correspondant à une période de climat très uniforme. En fait, ce n'est qu'en moyenne que cette longue période peut être considérée comme une période humide.

e Conclusion.

Résultat d'une très longue période dominée par des climats humides, la cuirasse bauxitique correspond, contrairement aux cuirasses ferrugineuses, au rassemblement, en une couche compacte, d'éléments extraits d'une épaisse tranche de roche. C'est ainsi la cuirasse dont la formation s'accorde le mieux avec la théorie autochtoniste. Mais, même pour cette cuirasse, l'autochtonie n'est pas une relation étroite entre une portion déterminée de cuirasse et des roches situées à la verticale de son emplacement. Un jeu complexe de migrations latérales, bien qu'elles soient limitées à des distances assez courtes par l'étroitesse des interfluves, met à contribution les roches de tout l'environnement proche.

De même les phénomènes d'accumulation ayant présidé à la genèse des cuirasses bauxitiques et des altérites kaoliniques sous-jacentes ne sont des phénomènes d'accumulation relative qu'à la dimension régionale : la couche de terrain concernée conserve, dans l'ensemble, l'essentiel de son aluminium, une grande part de son fer et une certaine portion de sa silice. Mais ces éléments se réorganisent de façon complexe au niveau du profil en une association lithomarge-cuirasse, qui implique une mobilité de chacun d'entre eux.

En particulier deux types fondamentaux d'accumulation de l'aluminium sont mis en jeu à la dimension de l'interfluve :

- une très forte accumulation par rapport à la silice qui n'est pas une accumulation par rapport au fer,
- une forte accumulation par rapport au fer qui est aussi une légère accumulation par rapport à la silice.

La première est principalement de type absolu et mène à la constitution d'un stock d'oxydes : la cuirasse.

La seconde est principalement de type relatif et mène à la constitution d'un stock d'argiles kaoliniques : la lithomarge.

V LA CUIRASSE INTERMÉDIAIRE.

a Questions.

Une explication de la constitution des cuirasses intermédiaires ne peut être introduite dans le cadre d'une discussion d'hypothèses antérieures, celles-ci faisant défaut. En revanche, elle doit répon-

dre aux points d'interrogation qui subsistent après les études régionales et qui tiennent essentiellement à trois aspects :

- les cuirasses intermédiaires sont, en altitude et dans l'ordre chronologique, les premières cuirasses ferrugineuses.
- si le système d'aplanissements intermédiaire est composé de glaciis, dont les conditions de genèse sont vraisemblablement proches de celles des hauts-glaciis, la cuirasse ferrugineuse intermédiaire est différente de la cuirasse de Haut-glaciis, tant par sa composition que par ses faciès. Les altérites sous-jacentes à la cuirasse intermédiaire sont par ailleurs plus épaisses que les altérites du Haut-glaciis.
- les faciès particuliers de la cuirasse intermédiaire se retrouvent dans les cuirasses de pente et localement à la surface des plateaux bauxitiques.

1 Contrairement aux glaciis ultérieurs, les aplanissements intermédiaires ne semblent pas hériter de quantités importantes de fer provenant de cuirasses *ferrugineuses* d'un système plus ancien et plus développé. En effet, si un tel système avait existé, il n'aurait pas manqué de laisser des traces dans l'une ou l'autre des régions variées qui ont été étudiées (la mise en place d'aplanissements cuirassés mineurs, en revanche, n'est pas exclue dans l'intervalle de temps qui sépare les périodes bauxitique et intermédiaire ; mais leur rôle dans l'alimentation en fer ne pourrait être que minime, d'autant que l'héritage se fait toujours avec des pertes importantes). De plus, nous avons vu que les reliefs résiduels dominant un système d'aplanissements cuirassés ne peuvent avoir fourni seuls le fer des cuirasses de ce système. Enfin, le calcul montre que pour former 5 m de cuirasse à 60 % de Fe_2O_3 et de densité 3,4, selon un mécanisme de concentration sur place dont le rendement serait de 70 %, il faudrait tout le fer de 82,1 m de roche de densité 2,5 à la teneur de Clarke (7,2 % de Fe_2O_3). Ceci exclut une origine autochtone avec plus de certitude encore que pour le Haut-glaciis (voir F, III, C).

Les cuirasses intermédiaires sont néanmoins, de toutes les cuirasses, les plus riches en fer. D'où vient leur fer ?

2 Dans les autres cuirasses ferrugineuses, les cailloux et gravillons à caractère remanié franc, issus du niveau précédent, sont fréquents. Dans les cuirasses intermédiaires, sans être totalement absents, les débris remaniés de cuirasse bauxitique sont rares. Pourtant la cuirasse intermédiaire se raccorde aux cuirasses de pente et plus généralement à des versants couverts de blocs de cuirasse bauxitique. La large extension initiale des cuirasses bauxitiques et leur forte épaisseur rendent vraisemblables, avant le façonnement des aplanissements intermédiaires, un épandage de grandes quantités de débris, bien au-delà des pentes des témoins auxquelles les cuirasses intermédiaires sont raccordées. Par ailleurs la résistance mécanique de ces débris, supérieure à celle des débris de cuirasse ferrugineuse rend improbable une évacuation complète avant le cuirassement intermédiaire. Que sont devenus les produits de démantèlement des cuirasses bauxitiques ?

3 Les faciès intermédiaires rencontrés sur les plateaux bauxitiques et dans les cuirasses de pente ne correspondent pas seulement à des placages de cuirasse ferrugineuse sur les cuirasses bauxitiques ou à des cimentations de blocs bauxitiques par une matrice ferrugineuse. Dans de nombreux cas le passage de la cuirasse bauxitique à la cuirasse ferrugineuse à faciès intermédiaire s'effectue progressivement, à proximité d'une fissure ou vers la périphérie d'un bloc individualisé dans un éboulis. De même, dans une cuirasse intermédiaire comme celle de la piste Bidio-Koufo (région de Bondoukou) un bloc comporte une partie constituée de cuirasse bauxitique pisolitique, passant en continuité à une autre partie constituée de cuirasse intermédiaire à larges concrétions de goéthite (photo VII, D). Dans ces différents cas, la transformation de cuirasse bauxitique en cuirasse intermédiaire semble possible. Ne s'agit-il que de cas particuliers ?

4 Les cuirasses intermédiaires sont constituées principalement d'oxydes de fer et d'argile

kaolinique. Comment expliquer la discrétion du quartz, ainsi que la séparation des oxydes de fer en une phase à hématite et une phase à goethite corrodant la précédente ?

Enfin, comment expliquer la présence fréquente de cuirasses intermédiaires sur roches basiques, alors que les cuirasses de Haut-glacis y sont rares ?

b Hypothèse.

Les particularités de la cuirasse intermédiaire suggèrent à priori une hypothèse : la cuirasse intermédiaire est essentiellement le résultat d'une transformation de matériaux résiduels bauxitiques, remaniés en grande quantité sur le système d'aplanissements formé. Les phénomènes en jeu sont une exportation ou une réintégration dans le manteau d'altérites et de sols, sous forme de kaolinite, de l'alumine individualisée antérieurement, et une mobilisation plus ou moins intense du fer, piégé après un faible transport vers l'aval.

Apparaîtra-t-il comme une manie du contrepied, après avoir refusé de voir l'alumine s'individualiser au stade du vieillissement d'une cuirasse au sommet d'un plateau, de vouloir, au stade du démantèlement complet, individualiser le fer des débris de cette cuirasse en utilisant l'alumine pour des combinaisons nouvelles ? Tant pis.

En fait, le passage de la gibbsite à la kaolinite par réaction avec la silice est admis par de nombreux auteurs. En Côte d'Ivoire même, l'hypothèse d'une « silicification de l'alumine amorphe ou cristallisée des bauxites par des eaux chargées en silice » a été faite par LENEUF (1959). Sur des collines granitiques de la région de Baleko, au sud de Gagnoa, LENEUF observe en effet des horizons caillouteux à blocs résiduels de bauxite « oolithique », avec « tous les termes de transition » entre des faciès très riches en alumine (65 % Al_2O_3 , 2,4 % SiO_2) et des faciès riches en silice (48 % Al_2O_3 , 34 % SiO_2), cette silice étant sous forme de kaolinite. A l'époque les cuirasses intermédiaires n'étaient pas distinguées des autres cuirasses ferrugineuses. Il est d'autant plus remarquable de constater que l'auteur note que, dans les horizons caillouteux, les blocs bauxitiques sont associés à « des nodules ferrugineux très durs, à texture fine, de teinte brun-rouge foncé, violacé, de formes extérieures arrondies et d'aspect vernissé » : tous ces caractères sont des caractères habituels des débris de cuirasse intermédiaire.

La difficulté se résume à un problème d'échelle. Un phénomène décrit dans les transformations des cortex d'altération des roches basiques (DELVIGNE, 1965), admis au niveau de l'évolution des sols et des gisements de bauxite (ALEXANDER et al., 1942 ; ALLEN, 1952 ; GOLDMANN et TRACEY, 1946 ; ROY CHOWDHURY et al., 1964 ; NICOLAS et al., 1969 ; GLADKOVSKY et USHATINSKY, 1964), avec même la formation de quartz bipyramidés en plus de la bauxite kaolinisée (GRUBB, 1963) est-il susceptible d'être la cause d'un événement majeur à la dimension de l'Ouest Africain ?

En tout cas, il en rend compte : qu'il s'agisse de l'origine du fer, dont les quantités contenues dans les cuirasses bauxitiques suffisaient à produire les cuirasses intermédiaires de puissance bien inférieure, qu'il s'agisse de la rareté des débris bauxitiques remaniés dans les cuirasses intermédiaires ou de l'existence de blocs mixtes, les questions posées recevraient une réponse. Sur les cuirasses bauxitiques, les faciès intermédiaires seraient le résultat d'une transformation, avec perte d'alumine, exportée sous forme de kaolinite. Plus que de fournir du fer, le rôle des horizons supérieurs meubles aurait été de fournir la silice nécessaire. Le développement à première vue anarchique des ferruginisations serait fonction de l'épaisseur initiale de ces horizons et du fait que, dès l'époque du cuirassement intermédiaire, ils étaient sans doute réduits à des lambeaux de dimensions variables. Sur roches basiques, les débris de cuirasse bauxitique auraient maintenu un milieu excédentaire en alumine, où la silice disponible aurait formé de la kaolinite et non de la montmorillonite, permettant l'induration du fer avant que n'interviennent des climats très humides. La phase à hématite correspondrait aux résidus de la transformation : une partie du fer se serait réorganisée sur place

selon une structure massive, englobant de la kaolinite et, çà et là, un peu de gibbsite primaire. Le reste du fer aurait migré en solution mais se serait piégé rapidement, sous forme de goéthite concrétionnée, accompagnée d'un peu d'alumine.

La possibilité de mobiliser la silice des matériaux quartzeux a été mise en évidence pour de vastes zones d'Afrique de l'ouest (FAUCK, 1970 ; MILLOT et FAUCK, 1971). Dans les matériaux d'épannage des glacis intermédiaires, mêlés aux débris de cuirasse bauxitique, se trouvaient des résidus quartzeux provenant du déblaiement d'une épaisseur importante de roches au cours de la période qui sépare le cuirassement bauxitique de l'aplanissement intermédiaire. Ces résidus quartzeux étaient à même de fournir de la silice. Dans une certaine mesure des pointements de roche en place sur les glacis pouvaient en fournir, ainsi que les reliefs dominants. D'ailleurs, dans une période plus récente, de vastes régions, actuellement sahéliennes ou désertiques, ont été l'objet de silicifications généralisées, avec formation de croûtes et de dalles (MILLOT et al., 1959 ; MILLOT, 1961 ; JESSUP, 1960). Quel serait le résultat de tels phénomènes avec des piémonts comportant des horizons de bauxite remaniée ?

En définitive, dans l'observation comparée des aplanissements cuirassés intermédiaires et des hauts-glacis, l'hypothèse proposée permettrait de séparer les aspects différents, en conservant une explication commune aux aspects semblables. Les premiers concernent la nature des cuirasses et l'organisation du profil, en corollaire les produits disponibles au départ et les conditions de transformation, c'est-à-dire les mécanismes géochimiques. Les seconds concernent le type d'aplanissement et l'héritage de matériaux issus des cuirasses précédentes c'est-à-dire la morphogenèse. La particularité des cuirasses intermédiaires serait d'abord d'avoir fait, au cours de leur genèse, une place importante aux mécanismes géochimiques mettant en jeu la silice.

Note :

La présence de cuirasse intermédiaire sur le Continental terminal (avec en Côte d'Ivoire des faciès moins caractéristiques que sur le socle birrimien), demande une explication différente. En effet, la surface éocène n'a pas dominé directement les dépôts sédimentaires néogènes du Continental terminal. Au contraire elle s'enfoncerait sous ces dépôts, près de la côte atlantique comme en bordure du Niger.

Le fer proviendrait de la formation détritique elle-même, dans laquelle les glacis intermédiaires se sont façonnés. On se trouverait dans le cas particulier d'une roche permettant d'obtenir dans les matériaux des glacis, des débris ferrugineux résiduels. De fait, le fer est constamment présent dans le Continental terminal, sous forme diffuse ou sous forme concentrée en niveaux oolithiques (TESSIER, 1954 ; FAURE, 1966) et en lentilles massives à scoriacées associées à de la kaolinite.

Le Continental terminal est un dépôt corrélatif d'une profonde dissection post-bauxitique. Si une partie des cuirasses bauxitiques démantelées reste sur place, sous forme de débris grossiers que l'on retrouvera dans les matériaux des glacis intermédiaires, une autre partie migre, sous forme de débris fins et de produits en solution. On la retrouvera dans le Continental terminal.

Il n'y aurait finalement qu'une différence dans les chemins qui mènent de la cuirasse bauxitique à la cuirasse intermédiaire :

- pour les cuirasses intermédiaires des régions intérieures, la transformation de la bauxite se serait faite sur place, à partir des blocs accumulés dans les matériaux des glacis.
- pour le Continental terminal, l'essentiel de cette transformation se serait fait au cours du transport des produits d'ablation puis de leur épannage dans les régions périphériques d'accumulation, le cuirassement intermédiaire consistant à concentrer dans des glacis une partie du fer ainsi obtenu. « L'argilification massive » à partir de silice « mobilisée aux dépens du quartz », décrite par LENEUF (1972) au sommet du Continental terminal ivoirien, pourrait correspondre à un résultat de cette transformation, qui se serait éventuellement poursuivie après le dépôt.

VI ORDRES DE GRANDEUR ÉTAGEMENT ET REcul D'ESCARPEMENT

Souvent l'origine des aplanissements est recherchée dans des événements tectoniques ou eustatiques exceptionnels. La permanence des aplanissements est admise jusqu'au déclenchement d'un nouveau cycle, comme si un aplanissement ne pouvait mourir que par l'effet d'un aplanissement plus jeune. Ainsi, dans un classement subjectif, l'horizontalité règne. Par la même occasion, les escarpements, limites nécessaires d'un relief bâti de plans rigoureusement étagés, se voient attribuer un rôle dirigeant dans la manœuvre des surfaces. Qu'ils reculent, elles s'étendent à leur pied et s'amenuisent à leur tête. Comme les surfaces se succèdent dans le temps, occupent d'immenses étendues et disparaissent, voici les escarpements en mouvement perpétuel, balayant successivement les continents. Surfaces et escarpements sont indissolublement liés, vivent d'un même rythme.

Pourtant, la possibilité, pour un système d'aplanissements, de présenter des dénivellations importantes est apparue manifeste. Pourtant, la surface bauxitique semble s'être développée entre la côte atlantique et la vallée du Niger, sans laisser de reliefs résiduels notables. Quel rôle jouent alors les escarpements structuraux ? Il est nécessaire de classer ces différents phénomènes par ordre de grandeur (CAILLEUX et TRICART, 1956) pour comprendre les divergences dans l'interprétation de la genèse des aplanissements.

La limite du socle précambrien et des puissantes couches sub-horizontales de grès infracambrien et primaire fournit deux exemples.

a L'escarpement des grès primaires entre Banfora et Bobo.

Quand on vient de Côte d'Ivoire pour aller vers Bobo-Dioulasso en Haute-Volta, la route traverse d'abord le Birrimien. Son tracé est régulier, sans dénivellations fortes. Recoupant de larges vallées, elle est dominée çà et là par des buttes tabulaires cuirassées, d'altitude proche de 340 m, reliées au bas-pays par des versants concaves. Puis, la barre puissante des grès primaires apparaît. Après Banfora, petite ville située à 300 m d'altitude, la route s'élève avec difficulté. Au détour des sinuosités, s'offre le spectacle des chutes de la Komoé, qui, comme les autres rivières, franchit en cascades successives le rebord des grès. Le sommet finalement atteint, la route reprend son aspect monotone dans le pays gréseux, recoupant des vallées peu profondes et passant, au sommet des interfluves, entre des talus couronnés de cuirasses ferrugineuses. Ces cuirasses arment le rebord de l'escarpement des grès vers l'altitude 500 m. Au loin, des reliefs élevés, avec des sommets de plus de 730 m, dominent le plateau ondulé des grès.

DAVEAU (1960) décrit sur ces reliefs, des résidus de cuirasses bauxitiques ou ferrugineuses et des cuirasses de pente. Pour cet auteur la séquence se poursuit par les cuirasses des interfluves du plateau gréseux puis par les cuirasses des buttes tabulaires du pays birrimien, enfin par des cuirasses situées au pied de ces buttes. Une étude détaillée de toutes ces cuirasses incite DAVEAU à ne pas envisager un âge supérieur au Quaternaire ancien pour les cuirasses ferrugineuses sur grès d'altitude voisine de 500 m. Il apparaît ainsi que plus de 150 m de grès auraient été déblayés entre la mise en place de celles-ci et la mise en place des cuirasses des buttes tabulaires des environs de Banfora, c'est-à-dire au cours d'une partie du Quaternaire. Et la question est posée de savoir ce qui a bien pu

provoquer un tel déblaiement. Poser cette question est un premier pas, mais la réponse n'est pas dans la recherche d'un mécanisme exceptionnel.

En fait, les hauts-reliefs du pays gréseux portent la marque du cuirassement bauxitique et du cuirassement intermédiaire. Dans l'avant-pays birrimien, les buttes tabulaires sont des témoins du Haut-glacis avec à leur pied le Moyen-glacis.

Quant à la cuirasse présente au sommet du rebord des grès, le profil des coupes le long de la route, le faciès de la cuirasse, gravillonnaire ou alvéolaire, et la présence de cailloux remaniés de cuirasse intermédiaire bien reconnaissables, obligent à la classer parmi les cuirasses du Haut-glacis¹. D'ailleurs, ses relations avec le réseau hydrographique local du pays gréseux sont les mêmes que les relations des cuirasses des buttes tabulaires avec le réseau local du pays birrimien. Et c'est en définitive ce dernier point qui compte. L'escarpement est, au regard du Haut-glacis, un élément stable du modelé. C'est un vieil escarpement qui évolue lentement. Depuis longtemps (avant même la période du cuirassement intermédiaire) il avait décalé et rendu indépendantes l'une de l'autre deux portions du réseau hydrographique. Lorsque les climats permettant l'aplanissement sont intervenus, les hauts-glacis se sont développés en fonction des niveaux de base locaux, de part et d'autre de l'escarpement.

Deux observations confirment cette interprétation :

- l'évolution ultérieure a complété la séquence de formes de relief, sur le plateau gréseux comme dans l'avant-pays birrimien, par des moyens-glacis et des bas-glacis.
- lorsqu'on s'éloigne au-delà de Bobo, le plateau gréseux s'incline vers le nord. Les cuirasses de Haut-glacis sur grès s'abaissent à 400 puis 350 m d'altitude.

Simplement, le fait que des cuirasses soient présentes sur le rebord même de l'escarpement, c'est-à-dire dans un site peu favorable à la formation de cuirasses, prouve que le front des grès s'est déplacé depuis la période du Haut-glacis. Mais il s'agit d'un recul qui ne dépasse pas quelques kilomètres ou quelques centaines de mètres (il faudrait rechercher les buttes cuirassées birrimiennes les plus proches du pied de l'escarpement des grès pour fixer une limite supérieure).

En définitive, dans une échelle taxonomique, il faut placer la formation et l'évolution d'un escarpement comme celui des grès, à un niveau supérieur à la formation et l'évolution d'un système de glacis.

b L'escarpement des grès primaires (grès voltaïens) au sud-est du Ghana.

Les grès primaires occupent une vaste surface, au centre du Ghana. Ils sont limités par des escarpements spectaculaires, continus sur des dizaines de kilomètres, notamment au sud-est, de part et d'autre de Nkawkaw. La dénivellation est de l'ordre de 300 m et des lambeaux de cuirasse bauxitique sont présents sur les grès, au sommet de l'escarpement, vers 800 m d'altitude (voir C, III, a). En avant de l'escarpement, dans le pays birrimien (et tarkwaïen), d'autres témoins de la surface bauxitique forment d'étroits plateaux, dominant de haut les environs. Séparés du rebord des grès par la vallée du Birrim, les témoins de Kibi gardent une altitude de 750 m. Quand on s'éloigne vers l'ouest et le sud-ouest, l'altitude diminue mais les hauteurs relatives restent de l'ordre de 300 m. Les derniers témoins sont rencontrés à une soixantaine de kilomètres de la côte atlantique, au nord de Tarkwa.

1 L'étude du rebord des grès et du réseau hydrographique dans le pays en contrebas est l'occasion pour HUNTER et HAYWARD (1971) de proposer « a model of scarp retreat and drainage

1. ce qui correspond bien à un âge Quaternaire ancien comme DAVEAU l'avait admis.

evolution ». Les auteurs montrent que les grès ont connu une extension plus grande et que certaines configurations du réseau hydrographique, jusqu'à une centaine de kilomètres en avant de l'escarpement actuel, témoignent de positions antérieures de cet escarpement. Au terme de leur étude ils définissent différents types d'évolution possible, tant d'un réseau associé à un rebord escarpé, que de ce rebord escarpé lui-même.

Les auteurs notent la présence de témoins d'une même surface d'aplanissement sur les collines birrimiennes de Kibi et au sommet de l'escarpement des grès voltaïens. Ils admettent qu'il s'agit de la Surface Africaine, définie par KING, d'âge tertiaire inférieur ou moyen (qui correspond bien à la surface bauxitique). Les collines cuirassées de Kibi leur apparaissent alors comme des buttes-témoins, laissées sur place par la progression de l'escarpement vers le nord. Étant birrimiennes, elles sont considérées comme d'anciennes îles de la mer voltaïenne où se sont déposés les grès. Ces îles auraient mieux résisté à la dissection.

Les auteurs affirment qu'une fois formé, l'escarpement a reculé de façon continue. A l'origine, ils envisagent, lors de la séparation des continents au crétacé inférieur, « the formation of great fringing escarpments around Africa ». Jusque là les grès primaires n'auraient pas subi de forte dissection. A partir de cette période, la surface qu'ils occupaient se serait continuellement réduite, pour arriver aux contours actuels.

2 Le schéma ainsi tracé est en contradiction avec les interprétations de King auquel les auteurs font référence. King, en effet, admet que des variations brusques du niveau de base provoquent la formation d'escarpements et que les surfaces d'aplanissement se développent au pied de ceux-ci au fur et à mesure de leur recul. Il affirme que la rupture des continents est à l'origine de la formation de la Surface Africaine, qui aurait pénétré progressivement vers les zones éloignées des côtes. Si l'escarpement initial des grès voltaïens s'était lui-même formé lors de cette rupture, la surface africaine devrait se trouver à son pied et non à son sommet.

Pour conserver le schéma proposé par HUNTER et HAYWARD, on peut alors supposer que la Surface Africaine s'est développée de part et d'autre de la position atteinte par l'escarpement au Tertiaire inférieur. Mais on devrait observer, à l'aval de cette ancienne position, des témoins appartenant au bas-pays. On n'en observe nulle part : jusqu'à proximité des côtes, l'altitude relative des témoins bauxitiques est élevée. Il ne reste alors qu'une possibilité : admettre que la surface dont des lambeaux subsistent au sommet du rebord des grès est antérieure à la formation de l'escarpement. Mais, dans le cadre d'un recul continu depuis la zone côtière, il faudrait admettre des vitesses de recul d'escarpement extrêmement différentes, permettant le maintien de buttes cuirassées sur schistes ou roches vertes, à plus de 150 km en avant du front du grès. Enfin l'antériorité de la surface pourrait signifier soit que cette surface s'est formée avant le Crétacé inférieur, ce qui remettrait en cause toute la chronologie admise dans l'Ouest Africain, soit que la formation de l'escarpement est postérieure au début du Tertiaire. Selon l'interprétation de HUNTER et HAYWARD, ceci supposerait, pour des grès dont le dépôt était terminé au Silurien, une bien longue période de latence des phénomènes de dissection.

3 Pour échapper à ces incohérences, il est nécessaire de récuser le dogme du recul continu des escarpements depuis les côtes et de considérer au contraire :

- que l'escarpement actuel ne correspond pas à une position atteinte par un escarpement initialement formé dans la zone côtière et reculant depuis sa naissance de façon continue.
- qu'un escarpement, comme toute autre forme de relief, est le résultat d'une concurrence entre différents facteurs de la morphogenèse, les facteurs favorables pouvant dominer ou être dominés : un escarpement naît, évolue et disparaît.
- que la réduction de la surface occupée par les grès n'est pas le fait du seul recul d'escarpement.
- qu'à certaines époques et notamment au terme de la période d'aplanissement bauxitique, le contact des grès et du socle n'était pas souligné par un escarpement.

Autrement dit, l'escarpement actuel des grès n'a pas pris naissance au Crétacé inférieur mais a simplement pour origine la dissection de la surface bauxitique au cours du Tertiaire, lors d'un changement de climat permettant la reprise de l'incision linéaire le long des différentes branches du réseau hydrographique. L'escarpement des grès ne se distingue des « escarpements » de tous les plateaux-témoins de la surface bauxitique, que par sa remarquable continuité. Celle-ci est liée à la nature des grès voltaïens, puissante couche de matériaux homogènes, occupant de grandes surfaces. A l'opposé le Birrimien est pétrographiquement très hétérogène (surtout dans les zones volcano-sédimentaires qui rassemblent la plupart des témoins bauxitiques). Une fois le réseau hydrographique profondément enfoncé dans l'ancienne surface, le rebord des grès reste continu sur de grandes distances malgré le démantèlement des cuirasses à son sommet. A l'opposé, sur le socle précambrien, la perte de la coiffe bauxitique entraîne la réintégration rapide des zones correspondantes dans un modelé banal de collines, dominé ça et là par de petits plateaux-témoins pour lesquels on ne parle plus d'escarpement, bien que les dénivellations soient aussi fortes que celle du rebord des grès.

L'escarpement des grès est né entre sa position actuelle et les témoins bauxitiques sur Birrimien les plus proches. Dans la région de Kibi par exemple, il a reculé de moins de vingt kilomètres (voir III, a, 2). Les configurations du réseau hydrographique étudiées par HUNTER et HAYWARD, jusqu'à 100 km de la position actuelle de l'escarpement, si elles sont bien en relation avec des positions anciennes d'escarpement, prouveraient simplement qu'au cours de l'histoire géologique des grès, depuis le Silurien, le contour de ces derniers a été, à plusieurs reprises, marqué par des escarpements. Ces configurations correspondraient à des sites où des escarpements successifs ont disparu.

Entre deux périodes où la limite des grès était marquée par des rebords abrupts, la surface occupée par ceux-ci n'est pas restée constante. En effet, dans un modelé sans dénivellations fortes, des couches sédimentaires sub-horizontales reposant sur un socle se terminent par un biseau ; tout abaissement de la surface topographique, lié à une ablation comparable de part et d'autre de la limite des sédiments et du socle, entraîne un déplacement de cette limite d'autant plus important que le biseau est plus aigu. Précisément, on peut opposer les périodes de formation de surfaces de type pénéplaine, comme la surface bauxitique, périodes où l'altération domine, où de grandes épaisseurs de terrain sont mises en jeu sans que les paysages comportent des dénivellations importantes, et les périodes de dissection de ces surfaces, marquées, lorsque le climat s'assèche, par la formation de systèmes de glacis et qui correspondent à des modelés plus accusés avec des reliefs à versants raides. Développés au cours des secondes lorsque les structures géologiques sont favorables, les escarpements disparaissent au cours des premières.

En fait, les escarpements ne sont spectaculaires que lorsque l'orientation respective du contour géologique et des rivières principales s'y prête. HUNTER et HAYWARD notent par exemple : « scarp development will be most vigorous where regional lines of drainage are directed towards the retreating scarp ». Actuellement, les grès primaires du Ghana ne présentent d'escarpement qu'au nord et au sud-est, ce qui n'empêche certainement pas leur limite occidentale d'évoluer.

4 En définitive, sur le pourtour des couches gréseuses, localement, des escarpements sont apparus et ont disparu, dans des positions plus ou moins concentriques les unes aux autres car la couche de grès est trop épaisse et trop homogène pour être réduite en une série de plateaux indépendants. L'impression de continuité dans le temps n'est qu'un reflet de la présence permanente de cette puissante couche de grès. Mais les escarpements ont été effacés lorsque se sont formées des surfaces de type pénéplaine. Ainsi, dans une échelle taxonomique, il faut placer la formation d'une surface de type pénéplaine, comme la surface bauxitique, à un niveau supérieur à la formation d'un escarpement des grès voltaïens.

c Conclusion.

1 Les deux types de surfaces, définies par les études régionales, pénéplaine et système de glacis, ont donc des relations bien distinctes avec les escarpements déterminés par la présence des

couches de grès primaires. (Il n'est pas exclu que des escarpements plus importants puissent résister à la formation des surfaces de type pénéplaine : ce serait le cas au Fouta-Djalon, au Cameroun et en Afrique orientale).

Le fait que les aplanissements soient le résultat de phénomènes de différents ordres de grandeur explique leurs relations, tant en altitude que dans le temps. Sur le dernier point, la comparaison peut être faite avec les crues d'un fleuve, en précisant que cette comparaison ne porte pas sur la durée des phénomènes eux-mêmes mais sur leur espacement chronologique et sur la marque laissée au modelé.

La surface bauxitique correspondrait à une crue millénaire, un système de glaciais cuirassé à une crue décennale (peut-être séculaire pour le système intermédiaire), le bas-glaciais à une fluctuation annuelle. Ainsi le fait que les intervalles de temps qui séparent les surfaces cuirassées soient de plus en plus courts des anciennes aux récentes a pour signification principale qu'entre les événements ayant laissé des témoins, des événements relativement moins importants ont été oblitérés et que la périodicité des événements majeurs est très supérieure à l'intervalle de temps qui nous sépare de ceux que nous observons.

Dans les régions considérées, la formation et la disparition des aplanissements ne résultent pas du recul d'escarpements, supposés capables de se déplacer parallèlement à eux-mêmes sur de grandes distances. D'ailleurs pourrait-on admettre que toute l'action morphogénétique se concentre le long de lignes, que de vastes régions soient mortes et ne reprennent brusquement une vie brève qu'au passage d'escarpements successifs qui seraient induits par les régressions ou les soulèvements ?

2 Si les géographes français font actuellement peu de place aux théories de King, ils n'ont guère fourni de critiques argumentées de celles-ci. BAULIG (1956) essaie plutôt de concilier les pénéplaines de DAVIS et les pédiplaines de KING, en découpant dans les temps géologiques des champs d'application des unes et des autres, affirmant notamment que « le Néogène devrait être l'âge des pénéplaines » ! TRICART (1969) est au contraire sensible à l'aspect dogmatique : « Ce schéma des vagues successives de pédiplanation... est trop rigide. La nature est bien plus complexe, bien plus nuancée... Ce que nous savons de la réduction des reliefs résiduels, notamment du morcellement des massifs montagneux en inselbergs, ne permet guère de croire au recul de ces escarpements sur des centaines de kilomètres sans qu'ils perdent leur vigueur ». Mais il sait gré à KING d'avoir « jeté un jour nouveau » sur le problème des aplanissements et des surfaces anciennes très régulières, que la dissection fluviale du cycle d'érosion davisien étaient bien incapable d'expliquer. Pour TRICART, il faut d'abord en finir avec « l'érosion normale » et, de ce point de vue, KING apporte une aide certaine, même s'il ne faut pas « remplacer la théorie de la pénéplanation par une autre théorie offrant les mêmes défauts méthodologiques ».

Dans d'autres disciplines des sciences de la terre, notamment chez les chercheurs travaillant en Afrique tropicale, la marque des théories de King est profonde. Concernant les aplanissements cuirassés de cette région, deux points de vue coexistent, entre lesquels les affrontements sont rares : prépondérance des changements de climat et variété des étagements d'un point à l'autre ; prépondérance des changements de niveau de base et homogénéité des étagements sur de larges étendues. La documentation correspondante apparaît ainsi comme un village dont deux architectes auraient dressé des plans distincts, chacun, sans s'inquiéter du contexte, bâtissant à l'occasion ses maisons au milieu des rues prévues par l'autre. Pour le lecteur, il est alors difficile de trouver son chemin.

En particulier, les conclusions de la présente étude trouvent sans difficultés leur antithèse, y compris chez les chercheurs de la discipline qui se penche de la façon la plus attentive sur les relations de la lithosphère avec le milieu climatique et le monde vivant, la pédologie. Il suffit, pour s'en convaincre, de rappeler quelques phrases citées dans l'introduction « Chaque surface se développe aux dépens de celle qui la précédait... (la dénivellation) correspond à la différence de

niveau de base qui a déclenché le nouveau cycle... Les changements climatiques et par conséquent de végétation et de sols ne paraissent jouer qu'un rôle mineur... » (SÉGALEN, 1967). Les deux points de vue ne sont pas conciliables. Un choix est à faire. Quel qu'en sera le résultat, la nécessité de ce choix devait être clairement présentée.

3 Dans quelques cas, les oppositions s'expriment. Le meilleur exemple est sans doute l'ardente polémique entre RUHE et LEPERSONNE, à propos des aplanissements du nord-est du Congo (RUHE, 1954, 1956, 1958 ; LEPERSONNE, 1956a et b, 1958). La conclusion de cette polémique mérite d'être citée. LEPERSONNE, après une dure critique des arguments de RUHE (« Ils ne résistent pas à la double confrontation avec ce que j'ai écrit et avec la réalité des faits qui ont été mis en évidence par ses devanciers »), note « qu'il existe une différence fondamentale de point de vue entre RUHE d'une part et la plupart des géomorphologistes africains de l'autre ». Il définit clairement cette différence : « pour le premier, dans une région limitée et sur une dénivellation totale ne dépassant pas 200 m, s'observeraient des paysages caractérisant trois grands cycles d'érosion, le mi-Tertiaire, le fin-Tertiaire et le Quaternaire avec ses subdivisions. Pour les autres les cycles principaux d'érosion ont marqué l'Afrique centrale et australe d'une façon toute autre : chacun a donné lieu à un paysage aplani occupant de très vastes espaces et ces surfaces d'érosion se succèdent en paliers s'étagant sur des dénivellations totales de centaines de mètres voire de 1000 m et plus... ». Puis LEPERSONNE critique les attributions d'âge faites par RUHE, affirmant : « On en est réduit aux hypothèses pour établir la signification des stades de l'évolution du haut-plateau de l'Ituri décrits par RUHE ». Et il formule « l'hypothèse que les rares îlots résiduels dominant le plateau de 20 à 60 m et couronnés d'une cuirasse latéritique (RUHE, 1954a et b) sont les témoins de l'extension primitive de l'aplanissement. La surface du plateau elle-même serait le résultat de la dégradation de l'aplanissement au cours du long cycle qui a amené le façonnement en contrebas, de la surface mi-Tertiaire, et les autres surfaces marqueraient l'encaissement progressif et saccadé des cours d'eau au cours des cycles fin-Tertiaire et Quaternaire qui n'ont eu ici que des répercussions atténuées par suite de l'écran que constituait la surface mi-Tertiaire protégeant de toute part le haut-plateau... ». Peut-on avancer une hypothèse qui exprime (pour ne pas dire qui justifie) mieux l'opposition de RUHE au point de vue de « la plupart des géomorphologistes africains » ?

Dans d'autres cas, des protestations s'élèvent, mais rencontrent peu d'échos (DE SWARDT, 1964 ; DOORNKAMP et TEMPLE, 1966). Le premier, après avoir observé les relations entre certaines « surfaces » et les accidents stables du modelé, écrivait : « The laterite surfaces in Nigeria have formed both above and below high scarps such as bound the southern margin of the Jos Plateau ». « In SW Uganda the surfaces also post-date much older breaks in slope and have formed on both highlands and the plains... In Nigeria the surfaces are present in their usual relationship above and below important nick-points in the drainage ». Ces observations l'amenaient à affirmer : « The two main erosion cycles responsible for the dissection of the laterites may have been initiated as result of changes in climate... and not by changes in base-level or local uplift and warping ».

4 Sans doute depuis la polémique entre RUHE et LEPERSONNE, la répartition des géomorphologues africains a-t-elle évolué et les travaux menés en Afrique de l'Ouest notamment par LAMOTTE et ROUGERIE par VOGT et par MICHEL ou en Afrique centrale notamment par HERVIEU et par FRITSCH, ont établi un certain équilibre. Mais l'équilibre entre des points de vue opposés n'est pas un but. Tant que l'un ne dominera pas ou qu'une synthèse ne sera pas faite qui les élimine tous les deux, une confusion ne pourra être évitée qui s'exprime notamment par des conceptions singulières de l'aplanissement : au centre Cameroun, par exemple, après avoir noté que la hauteur relative des collines par rapport aux drains varie entre 25 et 100 m, parfois 150 m, MARTIN (1967) écrit : « Aussi, sans tenir compte du relief de détail toujours ondulé et que nous savons propre aux sols ferrallitiques... La région fait partie d'une seule et même surface d'aplanissement » ! Puis, pour tenir compte des irrégularités du « moutonnement de collines » l'auteur introduit un découpage de cette

surface unique « en un certain nombre de surfaces élémentaires », en l'occurrence six. La confusion s'exprime aussi par des datations inattendues. Ainsi en Ouganda, PALLISTER (1954) décrit deux surfaces d'érosion, l'une en buttes-témoins vers 1300-1350 m, l'autre formant une plaine ondulée entre 1140 m et 1200 m. Ces surfaces portent des cuirasses ferrugineuses d'aspects semblables. La seconde cuirasse à laquelle n'est pas associée de lithomarge concerne entre autres roches des alluvions et des dépôts de plage du lac Victoria dont le niveau est 1135 m. Elle remanie des pierres taillées et l'auteur note que son âge est pléistocène. Il écrit pourtant que la surface correspondante est la surface Africaine, les buttes-témoins étant attribuées à la Surface Gondwanienne. Il intègre donc dans la Surface Africaine toute l'évolution du modelé de la fin du Tertiaire et du Quaternaire, à moins qu'il ne considère comme surfaces anciennes des surfaces cuirassées récentes mais d'altitude absolue élevée, en relation avec le réseau hydrographique qui alimente le lac.

Un dernier type de confusion consiste à réunir, en une même étape de morphogenèse, des éléments du modelé façonnés à des époques différentes : il est sans doute à l'origine de la conception d'une surface intermédiaire, ou d'un relief intermédiaire, raccordant en continuité la surface bauxitique aux systèmes de glacis. Au Sénégal notamment, MICHEL (1971) décrit sous cette dénomination tantôt des aplanissements à cuirasse ferrugineuse, tantôt un modelé vallonné ou des versants réguliers à « revêtement latéritique » alumino-ferrugineux. Ceci pourrait correspondre au regroupement (dans une région où la tectonique plus active qu'en Côte d'Ivoire aurait quelque peu brouillé les cartes), de glacis cuirassés intermédiaires, de cuirasses bauxitiques de seconde génération (voir B, II, d et f3) plus vallonnées que les cuirasses de première génération, et de cuirasses de pente.

Une analyse critique des différentes conceptions en présence de l'aplanissement et du cuirassement reste à faire, que des remarques sur quelques exemples arbitrairement choisis ne peuvent remplacer. Ces remarques n'ont d'autre but que de situer les conclusions tirées de l'étude de régions ivoiriennes voltaïques et ghanéennes, parmi différents courants qui s'opposent, à une place qui ne prétend pas à l'originalité mais qui se voudrait bien définie.

VII RÉSUMÉ. PRINCIPAUX THÈMES DÉVELOPPÉS

(a) Le développement des surfaces et des systèmes d'aplanissements est d'origine climatique. Le cuirassement qui protège ces surfaces et ces systèmes d'aplanissements est d'origine climatique. Le démantèlement des aplanissements cuirassés est d'origine climatique.

Pour provoquer ces phénomènes, des mouvements tectoniques ou des variations générales du niveau marin relatif ne sont aucunement nécessaires. Qu'ils puissent accélérer le démantèlement ou permettre l'étagement, qu'ils puissent contrarier le développement des surfaces ou le cuirassement, sans doute. Mais ils n'ont pas d'effet inducteur.

Dans les régions étudiées, qui font partie d'une aire à tectonique positive (la résultante des mouvements lents du Tertiaire et du Quaternaire est un bombement, avec une surrection plus marquée des régions de latitude moyenne que des marges nord et sud), le rythme de l'enfoncement du réseau hydrographique est une conséquence des variations climatiques. Seul l'enfoncement total au cours d'une longue période correspond au mouvement relatif mer-continent et aux déformations du continent pendant cette période.

(b) Les surfaces et systèmes d'aplanissements cuirassés sont le résultat de phénomènes variés qui se

placent à des niveaux distincts d'une échelle taxonomique. En particulier une différence fondamentale existe entre :

- une surface de type pénéplaine, modelé d'ensemble, s'étendant d'un seul tenant dans de vastes régions et dont la constitution a réclamé une longue période. Cette surface porte des cuirasses bauxitiques, qui concentrent des éléments (Fe, Al) libérés par l'altération d'une grande épaisseur de roches.
- des systèmes d'aplanissements de type glacis, modelés partiels, dominés par des reliefs résiduels, dont la constitution n'a réclamé que des périodes relativement brèves. Ces systèmes d'aplanissements portent des cuirasses ferrugineuses qui regroupent ce qui subsiste du stock de fer des parties démantelées des cuirasses du système (ou de la surface) précédent.

Le développement d'une surface de type pénéplaine s'accompagne de la disparition de nombreux escarpements structuraux. Les systèmes de glacis se forment de part et d'autre de ces escarpements ainsi qu'à l'aval et à l'amont des rapides des principaux fleuves. A l'échelle de temps de la formation d'un système de glacis, les grands escarpements et les rapides importants paraissent des éléments stables du modelé.

(c) Alumineux ou ferrugineux, le cuirassement est une concentration et une induration dans des sols d'éléments transportés latéralement par l'eau, mais transportés sur des distances faibles : distance de l'interfluve au bas-fond sur les surfaces ondulées de type pénéplaine ; distance d'un point d'une forme de relief plane ou légèrement concave à un point plus en aval sur les aplanissements de type glacis.

Le cuirassement bauxitique est un phénomène lent qui progresse de pair avec l'altération ferrallitique des interfluves et l'aplanissement de la surface. La cuirasse n'atteint son état final qu'après de nombreuses remises en jeu locales des éléments concentrés, depuis les croupes vers les bas-fonds, au fur et à mesure du déplacement de ceux-ci, dans le cadre d'un abaissement général de la surface topographique.

Le cuirassement ferrugineux est un phénomène bien plus rapide qui intervient après le façonnement des glacis et avant leur altération ferrallitique (éventuelle). La cuirasse se développe sur une forme de relief favorable dont elle assure la conservation. Elle résulte principalement d'une nouvelle répartition du fer inclus dans les sols présents sur cette forme de relief. Son épaisseur et sa teneur en fer ne sont fortes que si ces sols comportent des matériaux ferrugineux hérités d'une cuirasse antérieure ou de reliefs présents à l'amont.

(d) Les cuirasses bauxitiques, formées dans des bas-fonds, ont pour faciès principal le faciès pisolitique. Ce faciès présente très fréquemment la marque de remaniements successifs. Un faciès granulaire apparaît sur les schistes sériciteux.

Les cuirasses ferrugineuses ont pour faciès principaux des faciès alvéolaires et des faciès gravillonnaires parfois conglomératiques. Deux faciès particuliers sont spécifiques des cuirasses intermédiaires : le faciès « pseudo-gravillonnaire » et le faciès « concrétionné à goethite ».

(e) Le cuirassement intermédiaire présente des particularités qui tiennent au fait qu'il est un premier grand cuirassement ferrugineux succédant à un cuirassement bauxitique. L'individualisation du fer des cuirasses intermédiaires peut être provisoirement interprétée comme un résultat d'une ample silicification de matériaux alumino-ferrugineux.

(f) La destruction d'une cuirasse s'effectue selon des modes variés, en fonction notamment du climat, de la nature de la cuirasse et du site que cette cuirasse occupe. Schématiquement :

- sous climat humide et notamment en milieu forestier, la cuirasse subit principalement un démantèlement sur place, qui n'implique pas d'incisions et qui peut atteindre un stade avancé sans que la forme plane de la cuirasse ne soit profondément modifiée. On passe d'horizons cuirassés continus à

des horizons gravillonnaires. Lorsque la cuirasse a été préalablement disséquée, on passe de plateaux à des croupes convexes.

- sous climat sec, le démantèlement des cuirasses, lorsque l'évolution antérieure les a transformées en plateaux-témoins, s'effectue principalement à partir des rebords. Les altérites sous-jacentes sont déblayées et la cuirasse s'effondre.

Dans chaque région, l'évolution des cuirasses ferrugineuses a participé de ces deux modes de démantèlement, selon les variations dans le temps du climat. Selon la latitude, mais aussi selon la résistance des cuirasses, l'un ou l'autre a dominé. Le second est pratiquement le seul qui intervienne (même en zone forestière) pour les cuirasses bauxitiques, puissantes et compactes.

(g) Aplanissements et cuirassements ne sont pas réductibles à la reproduction d'un cycle. La notion de cycle ne pourrait être utilisée que pour toute la période qui va de l'Éocène à une époque à venir indéfinie où tout le stock de fer accumulé initialement dans les cuirasses bauxitiques serait enfin dispersé. Encore ne se justifierait-elle qu'autant que l'histoire antérieure des régions décrites n'est pas connue et que nous pouvons toujours imaginer qu'elle était faite de tranches successives semblables. Mais en ce qui concerne ce qui est observé, il n'y a là qu'une cascade de phénomènes enchaînés, une évolution sans retour en arrière, dont les résultats ne s'effacent que très lentement lorsque les conditions morpho-climatiques permettent l'intervention sans concurrence des mécanismes géochimiques d'accumulation et d'induration de l'alumine et des oxydes de fer.

deuxième partie

**APPLICATION :
L'ÉVOLUTION SUPERGÈNE
DES GISEMENTS DE MANGANÈSE**

I LE GISEMENT DE MANGANÈSE DE MOKTA

a Situation générale.

Le gisement de manganèse de Mokta est situé dans la zone forestière de Côte d'Ivoire, à une cinquantaine de kilomètres au nord-ouest de Grand-Lahou. Découvert en 1955, au hasard de travaux forestiers, il a bénéficié d'une situation géographique très favorable à l'exportation du minerai : 15 km de route pour rejoindre le système des lagunes de la côte ivoirienne, et 170 km par chaland pour atteindre le port d'Abidjan. C'est pourquoi, bien qu'étant à l'échelon mondial un petit gisement, d'environ 2 millions de tonnes, il a été exploité de 1960 à 1970.

Nous avons vu (1^{re} partie, C, II, d) que le gisement occupait une chaîne de collines, allongée selon la direction birrimienne SW-NE. Cette chaîne comporte une zone sommitale légèrement convexe, large de 300 à 900 m, d'altitude 100 à 140 m ¹, façonnée en période humide, et des flancs raides correspondant à des reprises de dissection au cours de périodes relativement récentes de climat à saisons contrastées. La zone sommitale comporte un horizon gravillonnaire où se mêlent des débris de cuirasse ferrugineuse intermédiaire et des débris de minerai de manganèse. Une zone axiale, où l'horizon gravillonnaire affleure, a été distinguée d'une zone périphérique où cet horizon est recouvert par des matériaux argilo-sableux.

A l'ouest de la chaîne de collines, séparée d'elle par un grand bas-fond où l'altitude descend à 40 m, se trouve une série de plateaux. Ces plateaux sont des témoins cuirassés d'un ancien système d'aplanissements, le système intermédiaire : à leur sommet, la cuirasse ferrugineuse intermédiaire affleure, souvent fracturée en gros blocs. L'altitude de ces plateaux est légèrement supérieure à celle de la chaîne ; du nord au sud ils sont cotés 166 m, 161 m, 163 m et 143 m.

L'exploitation du gisement s'est faite en carrières, réparties le long du niveau minéralisé, là où les teneurs et les tonnages présentaient des valeurs intéressantes (presque toujours dans la zone sommitale de la chaîne de collines). Les dénominations attribuées par les mineurs à ces carrières seront utilisées dans la suite du texte. Il s'agit en général d'une lettre correspondant aux secteurs suc-

1. Selon les levés topographiques effectués par les mineurs, les altitudes de la carte IGN à 1/50 000 Grand-Lahou 2c sont surestimées d'environ 25 m. Par souci d'homogénéité d'une étude régionale, ce sont ces altitudes qui seront malgré tout utilisées. Les altitudes relevées sur les plans miniers seront augmentées de 25 m.

cessivement prospectés, assortie d'une indication d'orientation (B-ouest, E-est, H-nord) ou d'un chiffre (F_1 , F_2). Deux belles lentilles ont donné leur nom aux carrières correspondantes : la lentille Sud et la lentille Sud décalée.

Parmi les documents qui traitent du gisement, une place à part doit être faite à une note dactylographiée rédigée en 1962 par R. CHOUREAU, directeur de la mine. Pour la première fois, le problème de l'évolution supergène du gisement était abordé sans détours. En moins de 150 lignes claires et denses, CHOUREAU esquissait un schéma de genèse, appuyé sur l'observation des différents types de minerais. Cette note sera souvent citée.

b Contexte géologique. Minerais primaires.

Les plateaux situés à l'ouest du gisement font partie d'un massif de **roches basiques** (fig 25) qui sont, soit des amphibolites à hornblende verte et actinote (SS13, SS14), soit des dolérites franches à structure poecilitique avec des lattes d'andésine et des grandes plages de pyroxène localement ouralitisé (SS21), soit enfin des tufs, plus clairs et orientés à l'affleurement, qui montrent en lame mince des feldspaths altérés d'aspect détritique et quelques minéraux ferro-magnésiens dans un fond de petits grains de quartz et de paillettes d'actinote, de séricite, de chlorite (SS19, SS20). La plus courte distance entre la chaîne de collines et la limite orientale du massif de roches vertes est de 2,5 km. Mais des passées de roches vertes sont également signalées sur la chaîne elle-même, interstratifiées dans les schistes birrimiens qui forment les épontes des lentilles minéralisées (CANCE et al., 1958).

Ces **schistes**, très fins, se présentent en bancs, soit homogènes sur une vingtaine de centimètres de puissance (SS52), soit formés de strates millimétriques de couleurs variées (SS51), soit à débit en plaquettes avec une schistosité légèrement inclinée sur la stratification (SS53). Ils sont essentiellement constitués de paillettes de séricite et de grains de quartz dont la taille est généralement de 10 à 20 μ , avec localement des plages à cristallisation plus large. Les séricites forment un feutrage ou une trame orientée, souvent affectée de légers plissements qui donnent une extinction en bandes parallèles. La pyrite (oxydée) est fréquente, quelquefois en cubes atteignant 5 mm de côté, avec des poches d'éirement remplies de quartz. La tourmaline et le rutile apparaissent assez souvent, en fines baguettes. Le zircon est rare. La couleur variée des schistes (gris blanchâtre à gris-bleu foncé, rouge vif ou sombre, brun, mauve...) est déterminée par des produits opaques diffus : oxydes de fer bruns à noirs en petites taches irrégulières à polyédriques (SS 51), hématite en petits grains, répartie selon des lits où la taille et la densité des grains varient (SS 58), matière charboneuse en très fines mouchetures (SS 59). Le nom de schistes tuffacés ou cinéritiques, attribué à ces schistes pélitiques par différents auteurs dont ZANONE (1964) fait référence à un remaniement de produits pyroclastiques. Toutefois, dans la région de Mokta, les lames minces ne fournissent pas de preuves directes d'une telle origine, comme par exemple les fragments de ponce en échardes décrits dans les cinérites acides du Francivillien du Gabon par WEBER (1969). WEBER note d'ailleurs que ces cinérites, dont le constituant essentiel est « la séricite, associée à une très fine poussière quartzo-feldspathique », prises en dehors de leur contexte, « se distinguent difficilement d'un sédiment argileux normal ».

À quelques mètres de l'éponte des minerais riches, ces schistes peuvent être très pauvres en manganèse, tandis qu'ils contiennent du fer, parfois en proportion importante :

	SS 51	SS 52	SS 53	SS 57	SS 58
MnO ₂ %	0,05	0,11	0,04	0,03	0,25
Fe ₂ O ₃ %	13,5	4,0	2,7	6,0	49,7

Le **minerai** forme, dans ces schistes, des lentilles de faible dimension : 400 m d'allongement et 6 m de puissance ne sont atteints que par la lentille Sud, qui est aussi la seule à être oxydée sur une trentaine de mètres en profondeur. Non transformé par les actions météoriques, le minerai est constitué de quartzite à grenat spessartine, à dialogite, à braunite, avec une teneur pouvant atteindre 20 % de manganèse. Mais il s'agit, là encore, des plus belles lentilles, Sud et Sud décalée, les seules reconnues par des sondages profonds. Ailleurs le faible enracinement des minerais oxydés semble parfois correspondre à une fermeture des lentilles. On passerait en continuité du minerai oxydé à des « schistes stériles ». Si ce passage s'observe, notamment pour des petites lentilles récurrentes à l'éponte de la lentille Sud, il n'est pas assuré que certains « schistes stériles » ne soient pas des minerais primaires pauvres, où le manganèse serait à l'état de très petits grenats, et qui n'auraient donné des enrichissements que dans les zones d'action météorique intense. En fait, des roches faiblement minéralisées, où le manganèse se présente sous forme de petits grenats, sont connues en divers points du gisement (flanc du ravin profond en amont de la carrière B ouest, carrière H nord). A quelque distance de la chaîne de collines, la route d'évacuation du minerai recoupe des quartzites noirs frais ; des plages de quartz à grain fin, opacifiées par des oxydes de manganèse, en petites mouchetures soulignant les joints inter-granulaires, alternent avec des plages recristallisées plus grossières, peu chargées en éléments opaques (SS 50, échantillon LENEUF). Il y a donc des roches faiblement minéralisées où le manganèse est sous forme d'oxydes primaires.

Les anomalies de polarisation spontanée, obtenues lors de la reconnaissance géophysique du gisement, se regroupent grossièrement selon deux faisceaux principaux, mais elles résultent pour une part de la présence de schistes carbonés et les espoirs initialement fondés sur les résultats de cette reconnaissance ont été déçus. Il n'y a pas de niveaux distincts selon lesquels les lentilles minéralisées seraient alignées. Ces lentilles doivent être considérées comme indépendantes. Le fait que je n'ai pu établir aucune correspondance entre différentes coupes lithologiques relevées dans les schistes tend d'ailleurs à prouver que l'ensemble de la série se présente sous un faciès lenticulaire. Ceci s'accorde avec l'hypothèse d'ARNOULD (1957), qui envisage un dépôt de sédiments manganésifères en milieu calme, éventuellement peu profond, du type lacs ou lagunes formant un chapelet de petits bassins. Les oxydes et les carbonates de ces sédiments manganésifères ont subi un léger métamorphisme régional provoquant l'apparition du grenat spessartine et de la braunite. L'origine volcanogène serait assez indirecte, ne correspondant qu'à un enrichissement général du milieu de sédimentation, en manganèse issu des roches volcaniques proches. La présence d'oxydes de fer dans les schistes encaissants manifeste un enrichissement conjoint du milieu en fer. La séparation des deux métaux ne correspondrait qu'à la réalisation locale momentanée de conditions de Eh et de pH favorables au dépôt sélectif du manganèse. MICHARD (1969) montre que cette séparation peut s'effectuer dans les milieux réducteurs où se forme la pyrite (qui est observée dans les schistes de Mokta).

Obtenus par transformation des minerais primaires sous l'action des agents météoriques, les minerais exploitables sont exclusivement des minerais oxydés. Ils se répartissent en deux catégories qui seront étudiées successivement :

- les couches
- les amas de blocs.

c Minerai exploitable : les couches.

Les couches comprennent la partie oxydée et enrichie des lentilles interstratifiées dans les schistes, qui présentent des pendages généralement voisins de 70° N-W. Mais d'autres couches peu inclinées (6 à 9°) apparaissent en périphérie de la zone sommitale légèrement convexe de la chaîne de collines. Leur épaisseur est de 3 à 5 m. Elles ont été exploitées, notamment dans les carrières A et B-ouest. En A, ZANONE (1964) observe des schistes à pendage sub-horizontal sous la couche de minerai et conclut qu'il s'agit d'une charnière anticlinale. En B-est, des pendages SE faibles sont observés

dans la pente N-W et des pendages de 50 à 70° NW dans la zone sommitale : voilà un synclinal (fig 28). Quelques courbures supplémentaires étant observées dans des tranchées, une explication est avancée : un plissement modéré rendrait compte des différentes couches de minerai, par le jeu des affleurements successifs selon des inclinaisons variables, de trois niveaux minéralisés, au gré de synclinaux et d'anticlinaux.

Pourtant CHOUTEAU (1962) avait proposé une interprétation des couches peu inclinées comme des « carapaces » de formation secondaire, obtenues par fixation « dans un niveau argileux formant barrage », de manganèse lessivé d'affleurements ou d'éluvions situés en amont. Cette interprétation était fondée sur deux observations principales :

- la présence des couches peu inclinées près de la surface du sol et à la périphérie de la zone minéralisée, avant les ruptures de pente déterminées par la dissection récente,
- la nature particulière des minerais de ces couches, « systématiquement très riches (de 52 à 60 % Mn)..., présentant une texture quelquefois absolument massive, ou vermiculaire, en pelures d'oignons, mais jamais, même au microscope, la moindre structure schisteuse ».

ZANONE (1964) ne voit pas là un obstacle à la théorie des plis : « il apparaît assez nettement que la structure concrétionnée ne dépend que d'une altération in situ remarquablement forte, favorisée localement par la position sub-horizontale des niveaux ».

La question doit être débattue, les principaux arguments étant :

- les pendages
- la localisation des couches sub-horizontales
- les matériaux encaissants
- la nature des minerais.

1 LES PENDAGES.

La série a une orientation générale nord-est parallèle à l'allongement de la chaîne de collines, avec une inflexion progressive vers l'est dans la partie nord de la chaîne. Cette orientation est indépendante de l'altitude du point d'observation et de l'inclinaison des bancs en ce point. Elle subit dans le détail une dispersion autour de sa valeur moyenne, accentuée pour les observations de surface. Dans la pente de la carrière B-est par exemple, des directions de 43 à 68° nord ont été relevées sur une superficie d'un peu plus d'un hectare, donnant une moyenne de 52° nord, qui correspond à la direction birrimienne dans cette partie du gisement. Une seule inflexion brusque a été notée, dans la carrière C-est où l'orientation générale 42° nord passe localement à une orientation 80-90° nord.

En revanche, l'inclinaison des bancs est a priori extrêmement variable, qu'il s'agisse des schistes ou du minerai. Des pendages sub-verticaux, faibles (NW ou SE), voire sub-horizontaux, peuvent être observés. Toutefois, à une certaine profondeur sous la surface du sol, ou au fond des incisions récentes des flancs de la chaîne de collines, les inclinaisons sont toujours fortes : lentilles Sud et Sud décalée, carrière C-est, F₁, saignée de la route dans le ravin proche du village minier, ravins en contrebas de la carrière K. Les inclinaisons faibles sont rencontrées près des ruptures de pente ou dans le haut des versants et de façon générale à proximité de la surface du sol : pente de B-est, carrière A près de la rupture de pente qui limite la zone sommitale, partie superficielle de B-centre... On observe parfois une diminution progressive de l'inclinaison d'un même ensemble de bancs, de la profondeur vers la surface topographique. Le fléchissement s'effectue vers les flancs de la chaîne, jamais vers la zone axiale. C'est le cas dans la galerie située entre F₁ et F₂, à sa sortie sur le flanc SE de la chaîne, où les pendages sub-verticaux passent à des pendages NW faibles. De même, dans la tranchée joignant C-est à A, les pendages NW diminuent jusqu'à passer presque à l'horizontale. Dans la carrière B-est, sur le flanc NW de la chaîne, la transition n'est pas progressive. En zone sommitale, les bancs conservent leur inclinaison NW forte (60 à 70°) jusqu'à la rupture de pente où apparaît une sorte de discordance : des bancs sont affaissés, fracturés, repliés sur eux-mêmes, avec des pendages anarchiques. En aval, dans la pente, les inclinaisons sont de 30° SE. A l'extrémité d'un replat qui s'étend au pied de la pente, les pendages sont sub-verticaux.

- sur le flanc SE les bancs sont inclinés au départ vers la pente, ce qui permet un déversement progressif avec des courbures régulières.
- sur le flanc NW, les bancs sont inclinés à contrepente ce qui retarde leur déversement. Celui-ci se produit brusquement, à la rupture de pente. Entre les bancs fauchés et ceux qui conservent leur pendage initial apparaît une zone de décollement où des bancs se sont tassés sur eux-mêmes, comme s'ils avaient hésité sur la voie à suivre (fig 64).

L'hypothèse d'une « tectonique plicative » faite par ZANONE n'est donc pas nécessaire pour rendre compte des pendages des bancs non minéralisés.

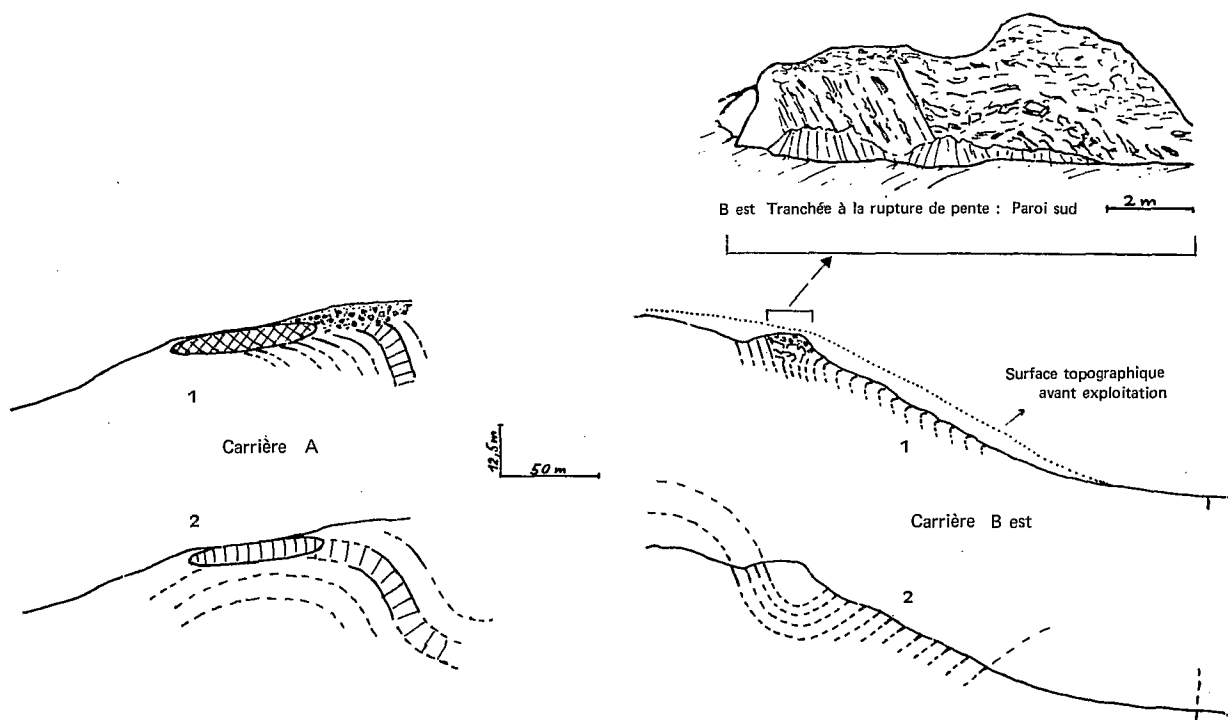


FIG. 64. — Mokta. Pendages, 1) Disposition des bancs déterminée par le fauchage.
2) Hypothèse des plis (trait continu : observé ; trait discontinu : supposé).

2 LOCALISATION DES COUCHES PEU INCLINÉES.

Les couches peu inclinées sont situées à la périphérie de la zone sommitale de la chaîne de collines, sur des pentes régulières de 10 à 15 % (6 à 9°). A l'aval, ces pentes sont recoupées par les versants raides ou entaillées brutalement par des ravins profonds. Les couches se terminent alors par une corniche de minerai qui alimente en contrebas des chaos de gros blocs. Mais des ravins ayant pris naissance sur le flanc opposé de la chaîne et ayant traversé la zone axiale, peuvent inciser l'amont des pentes régulières. C'est alors la partie la plus haute des couches peu inclinées qui affleure,

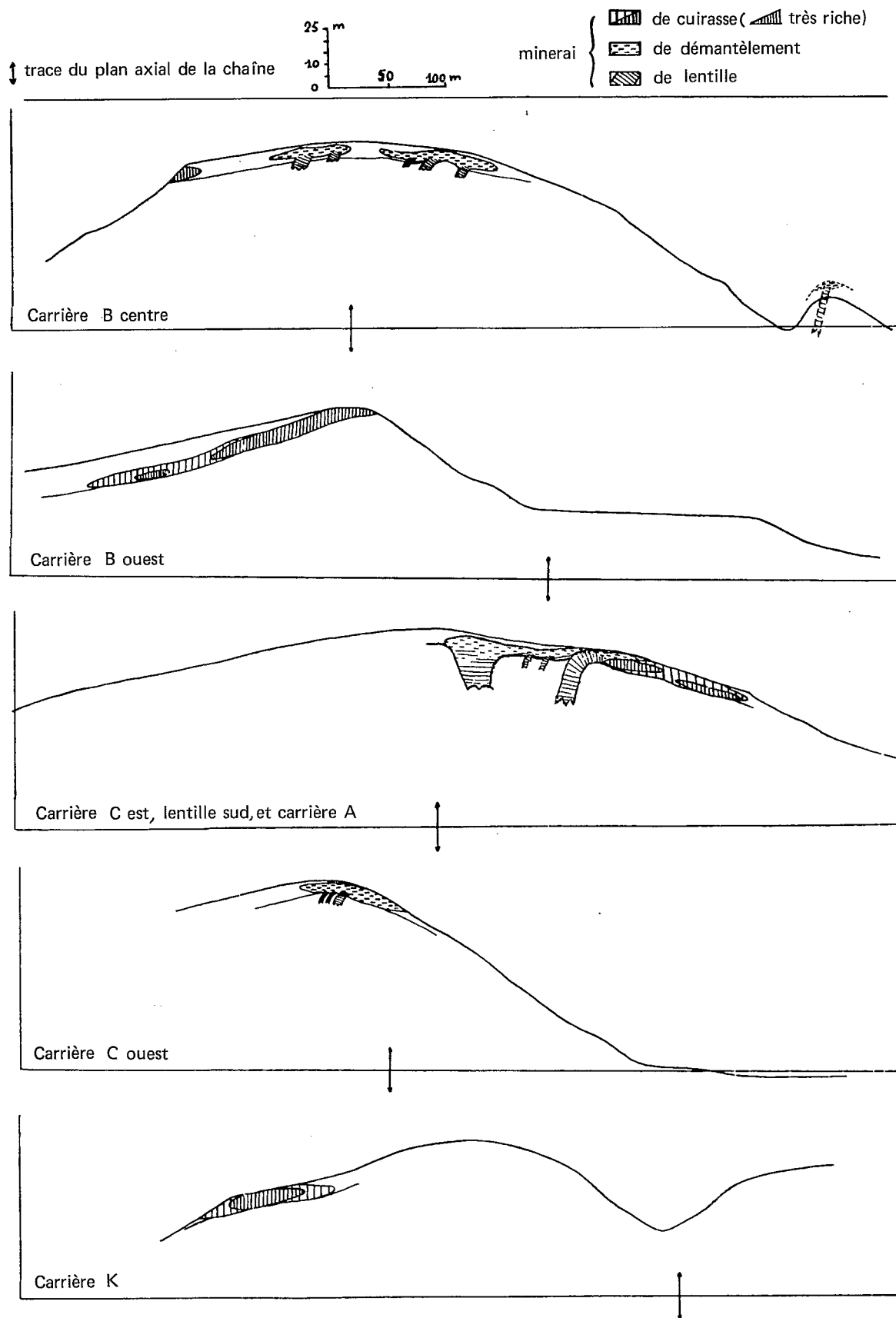


FIG. 65. — Mokta. Coupes des carrières. Base de chaque coupe à l'altitude 55 m.

la partie aval pouvant conserver une couverture stérile qui la masque totalement, comme dans la carrière B-ouest.

Les couches peu inclinées ont ainsi, à l'heure actuelle, des positions variées sur des coupes perpendiculaires à la direction birrimienne (fig 65). Portons, sur chacune de ces coupes la trace du plan médian de la chaîne de collines, c'est-à-dire du plan vertical de direction birrimienne, situé en moyenne à mi-distance des rebords de la zone sommitale (il s'agit en fait d'une surface médiane car du sud au nord, la direction birrimienne s'incurve vers l'est). Si l'on superpose alors les différentes coupes, en mettant en correspondance les traces ainsi portées, deux résultats apparaissent (fig 66) :

- d'une part, les couches à pente faible occupent deux zones étroites, symétriques par rapport au plan médian
- d'autre part, ces couches occupent les pentes inférieures de la courbe-enveloppe des différents profils transversaux.

Or, cette courbe-enveloppe représente le profil transversal moyen de la chaîne d'où l'on aurait éliminé les traces des incisions récentes, c'est-à-dire en première approximation, une coupe de la chaîne avant la période de dissection. La forme de croupe convexe obtenue, rejoignant en continuité des bas-fonds, s'accorde d'ailleurs avec les résultats de l'étude géomorphologique régionale : c'est bien un tel modelé qui était envisagé pour la chaîne de Mokta, avant les premières incisions et le façonnement du Haut-glacis, avec un niveau de base situé vers 100 m d'altitude (voir C, II, d).

En définitive, avant de subir la dissection qui détermine leur position actuelle, les couches peu inclinées occupaient toutes le même site : les pentes inférieures d'une croupe convexe. L'altitude de leur extrémité aval était peu supérieure à celle des bas-fonds adjacents. Ce sont donc des formations liées à un type particulier de modelé. Cela suffit, sans doute, pour affirmer avec CHOUTEAU que les couches peu inclinées sont des formations secondaires. En effet, on ne peut guère admettre que des bancs, en parfaite concordance avec une forme de relief qui n'est pas d'origine structurale, puissent hériter leur disposition de l'orogénèse éburnéenne.

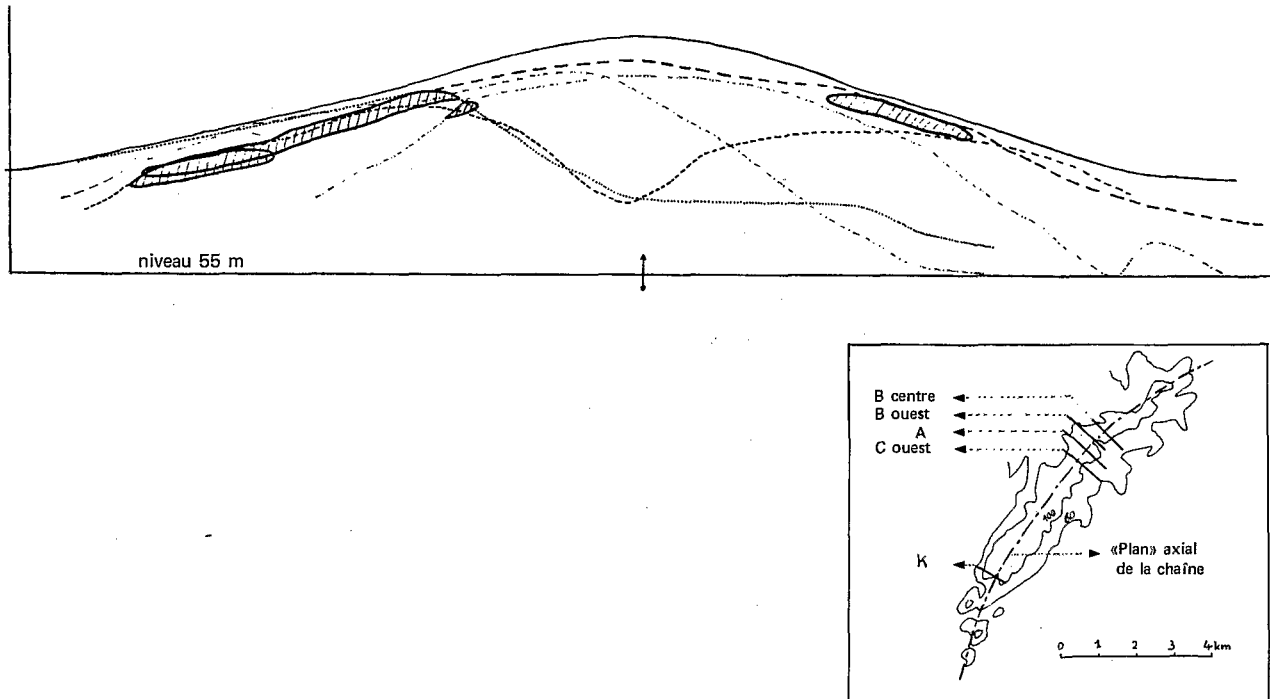


FIG. 66. — Mokta. Les cuirasses de manganèse.
Superposition des coupes de la figure 65, avec mise en correspondance des traces du « plan » axial.

3 LES MATÉRIAUX ENCAISSANTS DES COUCHES PEU INCLINÉES.

Les couches peu inclinées reposent sur des schistes altérés où alternent des lits argileux dont la structure initiale s'estompe et des lits plus compacts, généralement ferrugineux, soulignant la stratification. Ces schistes altérés sont déformés, soit de façon régulière par fauchage vers l'aval (carrière A), soit plus irrégulièrement avec rupture des lits compacts qui donnent des plaquettes grossièrement orientées dans une matrice argileuse (carrière B ouest). Dans la carrière A, le pendage des schistes altérés, observé après l'exploitation du minerai, est nul ou de quelques degrés NW, tandis que la base de la couche exploitée présentait d'après les plans miniers une pente SE de 10 à 12 % (6 à 7°). Il y a donc une légère discordance. Les parties les plus argileuses des schistes altérés ont un aspect tacheté, blanchâtre et ocre ou rouge, généralement peu contrasté.

Les couches peu inclinées portent une couverture stérile d'épaisseur variable, jusqu'à 6 m, absente à proximité des ruptures de pente (amont ou aval). Cette couverture ne comporte jamais de schistes en place, ni même de débris conservant la structure schisteuse, mais des matériaux argilo-sableux avec çà et là quelques cailloux de quartz. Elle fait partie des recouvrements meubles colluviaux des zones périphériques (voir C, II, d). Dans la carrière B ouest, un profil observé en bordure de la zone minéralisée (MB, fig 33) comporte des horizons superficiels meubles, un horizon d'accumulation d'argile compact et un horizon tacheté. Il s'agit d'un sol ferrallitique lessivé. Des pisolithes manganésifères apparaissent, notamment au sommet de l'horizon d'accumulation d'argile. Dans ces pisolithes, les oxydes de manganèse sont associés aux oxydes de fer et à l'argile, sous forme de wads peu consolidés, dont la teneur est faible, ne dépassant pas 20 % de manganèse. Localement, en bordure de la carrière A par exemple, les argiles tachetées sont indurées et une carapace ferrugineuse, plus ou moins manganésifère, repose sur la couche peu inclinée.

Les couches peu inclinées sont donc situées à la base d'un sol ferrallitique, au contact avec la roche altérée à structure conservée. Leurs affleurements correspondent au décapage des horizons superficiels meubles de ce sol. Formations secondaires, constituées d'oxydes de manganèse, les couches peu inclinées représentent un horizon induré d'un sol : ce sont des cuirasses.

4 LES MINÉRAIS.

On distingue dans les couches un minerai de faciès stratifié et un minerai de faciès concrétionné. Ils sont décrits par CHOUTEAU (1962). Le premier présente « une stratification extrêmement nette et une forte teneur en silice provenant de la présence de braunite et de quartz libre ». Il peut comporter des résidus de schiste altéré ou de fines strates argileuses, non minéralisés. On y observe des fantômes de minéraux primaires (grenat notamment). Le second ne possède ni stratification, ni fantômes de minéraux primaires. La teneur en manganèse est toujours très forte, « les teneurs en alumine, en fer et surtout en silice sont très faibles ». Parfois massif, ce minerai est souvent alvéolaire ou constitué exclusivement de concrétions rythmées bothryoïdales laissant entre elles des cavités, de cortex contournés, de boursofflures qui ont suscité des comparaisons suggestives : minerai en chou-fleur, en pelures d'oignon...

Le minerai des lentilles est à faciès stratifié, le minerai des cuirasses de manganèse à faciès concrétionné. Toutefois, il n'y a pas exclusivité. Le faciès concrétionné s'observe localement dans les lentilles, soit en poches à contours diffus dans des zones fracturées, soit en périphérie de blocs de démantèlement, soit dans des filons de quartz (fréquents dans les niveaux minéralisés : lentille Sud, F.) où une partie importante du quartz a été dissoute et remplacée par des oxydes de manganèse. Plus rarement, le faciès stratifié s'observe dans les cuirasses de manganèse (A, B-ouest). Mais il s'agit toujours de petits éléments à faciès stratifié, à contours nets, qui apparaissent comme des corps étrangers dans la masse du minerai concrétionné, et sont observés à proximité du toit. Ce sont des débris de minerai de lentille, remaniés dans les sols où se sont formées les cuirasses de manganèse, au-dessus des horizons d'altération autochtones.

Ainsi, les deux types de couches correspondent, dans l'ensemble, à deux grands types de minerais :

- le minerai de lentille, interstratifié dans les schistes, qui provient de l'oxydation d'une formation primaire dont il conserve la structure litée.
- le minerai de cuirasse, situé à la base d'un sol, et dont la structure concrétionnée confirme qu'il s'agit bien d'une accumulation secondaire.

d Minerai exploitable ; les amas de blocs.

1 LOCALISATION ET CARACTÈRES PRINCIPAUX.

Un trait original du gisement de Mokta est qu'un tonnage important de minerai exploitable ne provient ni des lentilles, ni des cuirasses de manganèse, mais « d'amas de blocs, morceaux et grenailles enrobés dans l'argile superficielle ». Les amas « coiffent et masquent » les têtes des lentilles. Ils proviennent du démantèlement de la partie supérieure de celles-ci, ce que la structure litée des blocs « trahit sans aucun doute possible » (CHOUTEAU, 1962). Leur composition chimique moyenne est toutefois légèrement différente de celle des lentilles. Un troisième grand type de minerai existe ainsi à côté du minerai de lentille et du minerai de cuirasse : le « minerai de démantèlement ». CHOUTEAU cite des analyses qu'il estime « caractéristiques des trois types de minerai ».

	lentille	démantèlement		cuirasse
		a	b	
Mn	46,6	46,5	42,5	55
Fe	3,3	4	4,7	1,5
SiO ₂	12,2	7,1	9,8	1,8
Al ₂ O ₃	4,5	6,8	7,8	2,5

a) gros blocs anguleux

b) morceaux de taille plus faible à enrobage pauvre

Les amas ont une forme grossière d'ellipsoïdes aplatis avec un grand axe parallèle à l'allongement des lentilles. Les plus importants, situés dans la zone axiale de la chaîne, s'étalent en largeur sur près d'une centaine de mètres, pouvant recouvrir un faisceau de lentilles qui, chacune pour sa part, ont participé à l'alimentation. Leur plus grande épaisseur atteint 8 m. Lorsque les amas sont situés sur les points les plus hauts du gisement, à égale distance des versants, leur étalement est à peu près symétrique de part et d'autre de la lentille ou des lentilles sous-jacentes (B-centre). Sinon l'amas présente une plus grande extension vers l'aval topographique et les lentilles sous-jacentes sont fauchées dans la même direction (C-ouest).

L'existence d'une chaîne de collines étant déterminée par la présence des bancs minéralisés plus résistants que les schistes encaissants, la situation des plus beaux amas en zone axiale, là où se trouvent la plupart des lentilles, n'est pas surprenante. Mais il faut remarquer :

- d'une part que les têtes des lentilles situées à l'écart de la zone axiale n'ont donné naissance qu'à de petits amas. Ainsi, la lentille Sud décalée, qui forme l'armature d'un petit éperon d'altitude 75-80 m sur le flanc SE de la chaîne, n'a pas donné d'amas important, bien qu'il s'agisse d'une des plus belles lentilles.
- d'autre part, qu'il n'y a pas d'amas sur les modelés de dissection, même lorsqu'une lentille a été vigoureusement échanquée, ce qui est le cas de la lentille Sud. Ainsi, alors qu'elles n'affleurent jamais dans la zone sommitale, les lentilles affleurent dans les ravins qui incisent profondément

celle-ci (ce qui est à l'origine de l'attention initialement portée à la lentille Sud, au détriment de la prospection du reste du gisement).

Le mode de formation de ces amas est longtemps resté inexpliqué. CHOUTEAU supposait une « phase d'érosion violente laissant apparaître sous formes d'affleurements en relief et de falaises, les parties enrichies et dures des lentilles » puis une « phase d'érosion légère donnant lieu à une accumulation sur place des produits de démantèlement ». Mais, parallèlement, CHOUTEAU notait que l'aspect des blocs varie suivant la position qu'ils occupent dans un amas. « En profondeur et dans la zone centrale de l'amas, ils sont relativement gros et anguleux. Près de la surface et en auréole, et quelle que soit leur taille, ils sont enrobés d'une concrétion dont l'épaisseur peut atteindre le centimètre et toujours pauvre, sa teneur ne dépassant guère 25 à 30 % (de manganèse) ». Ajoutons que, du centre vers la périphérie et de la base au sommet de l'amas, la proportion de stérile argileux augmente ; si la taille moyenne des débris de minerai diminue, des blocs subsistent, à côté des cailloux et graviers dont la proportion s'accroît. Certains blocs émergent à la surface du sol dans la partie centrale, mais en auréole, l'amas peut être masqué par des horizons argileux, comportant des débris de cuirasse ferrugineuse. Enfin, la « concrétion pauvre » n'a rien de commun avec les concrétions du minerai de cuirasse, toujours très riches. Il s'agit d'un cortex généralement friable et tachant les doigts où les oxydes de manganèse mal cristallisés, de type wads, sont associés à l'argile et aux oxydes de fer qui forment souvent une patine externe brune. CHOUTEAU note d'ailleurs que « lorsque cette concrétion secondaire enrobe des fragments de minerai très petits, ou même des particules stériles... on a, à la limite, les pisolithes ».

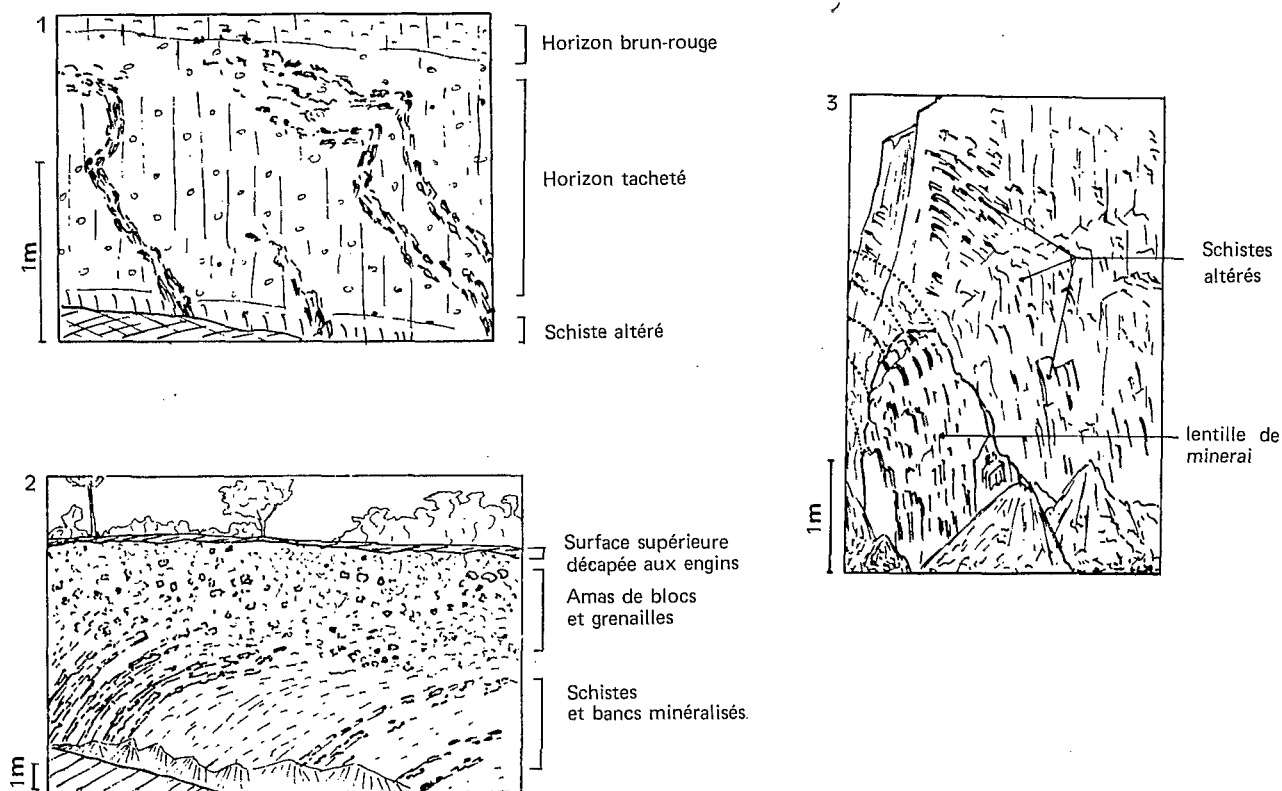


FIG. 67. — Mokta. Fauchages (dessins d'après photos) 1. C-ouest : Paroi de tranchée. Fauchage irrégulier de petits bancs de schiste ferrugineux. 2. Tranchée de C vers A. Paroi nord. Fauchage de la lentille sud et amas de démantèlement. 3. C-ouest : amorce de fauchage d'une lentille ; fauchage des schistes au toit.

2 FORMATION DES AMAS.

Les caractères précédents s'accordent mal avec l'hypothèse d'une accumulation de débris d'affleurements en relief, car les blocs de la partie externe de l'amas devraient être les derniers mis en place, tandis que ceux de la base devraient être les plus anciens et par suite les plus évolués. La grande extension latérale de l'amas, sur des pentes faibles, ainsi que sa présence dans un sol, s'opposent également à cette hypothèse. Celle-ci, de plus, ne rendrait pas compte du fait que les lentilles sont complètement recouvertes par l'amas et fauchées. Mais surtout le tonnage des amas de démantèlement est considérable. CHOUTEAU donnait les chiffres suivants, en pourcentage du tonnage de minerai exploitable à une teneur de 46 % :

minerai de type 1 (lentille)	: 8 %
minerai de type 2 (démantèlement)	: 77 %
minerai de type 3 (cuirasse)	: 15 %

L'exploitation ultérieure a montré que ces chiffres pouvaient être légèrement corrigés au profit du minerai de lentille. L'enracinement des lentilles est faible, généralement quelques mètres à une dizaine de mètres, et leur puissance peut avoir été supérieure dans les parties disparues. Mais ces chiffres n'en manifestent pas moins un caractère essentiel des amas : c'est au moins 20 m de lentilles qui ont été nécessaires à leur formation. Celle-ci relève plus probablement d'un phénomène continu accompagnant un abaissement progressif de la surface topographique, que du démantèlement de hautes arêtes de minerai (de quelques mètres de puissance), après leur mise en relief sur une croupe convexe.

Plus précisément on peut envisager un mécanisme de formation des amas qui tienne compte des caractères observés ainsi que du fauchage des lentilles et de l'altération profonde des schistes encaissants.

En période de climat humide, sous couvert forestier, alors que la dissection est réduite, l'abaissement de la surface topographique correspond approximativement à la réalisation d'un régime permanent où l'approfondissement du sol est compensé par les pertes par lessivage oblique et par l'ablation de fines, renouvelées en surface par l'action de remaniement de la flore et de la faune.

Si l'on considère une tranche horizontale de roches en place, non altérées, comportant un banc de minerai subvertical et ses épontes schisteuses, on assiste, à la base du sol, à une évolution différente des schistes et du minerai. Les premiers perdent leur structure, se transforment en une masse plastique, meuble, s'organisant en niveau horizontal, soumise à un lessivage entraînant une diminution progressive de volume, c'est-à-dire d'épaisseur. Le banc minéralisé, plus résistant, ne fait l'objet que de modifications faibles. Se trouvant bientôt environné d'une masse meuble dont l'épaisseur diminue, il subit, sous l'action du poids des terrains sus-jacents et de son propre poids, un affaissement caractérisé d'abord par une courbure du banc, puis par sa rupture entraînant la formation de blocs qui tendent à retrouver dans le sens horizontal l'extension verticale antérieure du banc minéralisé. A proximité d'une pente l'affaissement se produit vers la pente et l'amas s'étend vers l'aval topographique. L'étalement de l'amas est favorisé par les mouvements de reptation propres aux sols épais. La courbure des bancs reste nette lorsque le pendage initial joue dans le même sens que la pente, même si la pente n'est pas à proximité immédiate. Dans ce cas, en revanche, l'étalement de l'amas s'effectue de part et d'autre de la lentille avec une simple prédominance vers l'aval.

La formation de blocs est continue, au fur et à mesure de l'abaissement de la surface topographique. De grandes quantités de minerai de démantèlement s'accumulent, sans qu'à aucun moment les lentilles n'affleurent ; tout se passe à l'intérieur du sol. Refoulés en périphérie, les blocs les plus anciens subissent une fracturation plus importante, ils sont lessivés en silice et en manganèse, enrichis relativement en alumine. Une faible partie du manganèse et du fer lessivés de l'ensemble des formations précipite sous forme de pisolithes et de cortex pauvres autour des blocs. Le reste migre vers les bas de pente et participe à la formation de concentrations secondaires.

Ainsi conçue, la mise en place des amas s'inscrit sans difficultés dans le schéma d'évolution

géomorphologique, tracé après l'étude des aplanissements cuirassés (C, II, d). La région de Mokta a subi l'aplanissement et le cuirassement ferrugineux intermédiaire. Une première dissection a individualisé la chaîne de Mokta et le massif basique situé à l'ouest, sous forme de plateaux cuirassés d'altitude voisine de 160 m. Puis le retour progressif vers des climats humides, au cours d'une longue période, a transformé le plateau de Mokta en une croupe convexe, tandis que l'altitude diminuait de 30 à 40 m, et que la cuirasse ferrugineuse donnait naissance à un horizon gravillonnaire, affleurant dans la zone axiale et recouvert de matériaux fins colluvionnés sur les pentes moyennes et inférieures.

C'est au cours de cette période que les lentilles fournissent l'essentiel des débris de minerai qui s'accumulent en amas. Il y a télescopage entre les amas et l'horizon gravillonnaire ; des débris de cuirasse ferrugineuse sont souvent rencontrés, non seulement au toit des amas, mais dans la partie supérieure de l'amas lui-même, dilués dans la masse de blocs de minerai refoulés de part et d'autre des têtes de lentilles. Une sorte de monstrueuse « nappe de gravats » (VOGT et VINCENT, 1966), localement hypertrophiée jusqu'à occuper tout le profil, rassemble ainsi les produits résiduels indurés de l'altération et de la pédogenèse. Son alimentation s'est faite à la fois par le haut (cuirasse ferrugineuse intermédiaire) et par le bas (lentilles manganésifères).

De façon générale l'amas de minerai appartient à la partie moyenne du profil de sol. Sa base repose sur des altérites autochtones à faciès tacheté où la structure des schistes est très estompée voire absente. D'ailleurs le fauchage des lentilles est progressif dans les altérites à structure bien conservée ; la courbure augmente brusquement dans l'horizon de transition aux argiles tachetées puis la lentille se fracture et se résout en blocs. La dissolution des blocs n'est pas assez rapide pour éviter leur accumulation en grande quantité ; les masses compactes d'oxydes de manganèse, n'offrant que de faibles surfaces à l'action de l'eau, se comportent comme des roches très résistantes.

Lorsque débute la séquence de dissection qui se termine par la mise en place du Haut-glacis, la formation des amas est bien avancée. Dans la zone sommitale, le milieu forestier ayant repris ses droits, elle se poursuit lentement à l'heure actuelle. Ailleurs elle reprend sur certaines têtes de lentilles, décapées au cours de la période du Haut-glacis, (lentille Sud décalée).

e Les dépôts secondaires de manganèse dans les sols. Cuirasses et pisolithes.

La formation des amas au sommet d'une croupe est accompagnée d'une concentration secondaire du manganèse en contrebas, sur les pentes de celle-ci. En effet, si résistants que soient les blocs de minerai oxydé, leur accumulation en amas s'accompagne de dissolutions dont témoignent les blocs des auréoles et des sommets des amas (plus petits, moins anguleux, de composition chimique différente de celle des lentilles). Le manganèse lessivé, ainsi que du fer lessivé de l'horizon gravillonnaire et des roches en cours d'altération de la zone axiale, chemine vers les pentes inférieures où les matériaux fins colluvionnés constituent des sols meubles épais. Le fer précipite d'abord, entraînant une faible partie du manganèse dans les pisolithes. C'est plus profondément, à la base du sol, que l'essentiel du manganèse se fixe. La cuirasse de manganèse repose à même les schistes altérés à structure conservée, où le faciès tacheté est encore peu développé. La migration oblique dans le sol ferrallitique réalise une filtration rigoureuse puisque le manganèse précipite seul (50 à 60 % de manganèse métal = 80 à 95 % d'oxyde MnO_2).

La cuirasse s'épaissit mais les horizons supérieurs du sol s'épaississent également car la fourmiture de matériaux fins se poursuit. Bientôt les conditions de précipitation sélective du manganèse se trouvent réalisées dans des horizons qui n'étaient pas initialement des horizons profonds, parfois dans le niveau gravillonnaire où des débris de minerai sont éventuellement associés aux débris de cuirasse ferrugineuse intermédiaire. Ceci rend compte d'une observation faite aussi bien dans la carrière K que dans la carrière A : à côté de cailloux à faciès stratifié (voir c, 4) les minerais concrétionnés de la partie supérieure des cuirasses de manganèse englobent parfois, apparaissant en rouge vif sur le fond

noir violacé du minerai, des nodules arrondis d'oxydes de fer très indurés : ces nodules sont des gravillons remaniés de cuirasse intermédiaire.

Le plus souvent la cuirasse de manganèse s'est formée à la base de l'horizon d'argiles tachetées provenant de l'altération des schistes. Le profil en fournit parfois la preuve directe lorsque des argiles tachetées rouges et blanches sont présentes au toit de la cuirasse de manganèse. Dans d'autres cas, la troncature des horizons meubles au cours des séquences de dissection récentes a mis la cuirasse à l'affleurement ou n'a laissé subsister sur celle-ci que des horizons argileux dont une nouvelle pédogenèse a effacé les caractères anciens. Dans ces cas, la preuve peut encore être faite. En effet, de nombreux minerais de cuirasse montrent en cassure des petites poches d'argile, complètement isolées par les épaisses concrétions d'oxydes de manganèse, ici rouges, là blanches. C'est notamment le cas à l'amont de la carrière B-ouest, dans des nodules de minerai de la taille du poing disséminés sur les affleurements de la cuirasse de manganèse. La couleur blanche des taches claires, et non jaune ou ocre, correspond d'après MARTIN (1966) « à la partie inférieure de l'horizon tacheté où l'action hydromorphe est la plus importante ». C'est dans une partie engorgée du profil, dans un pseudogley, que la cuirasse de manganèse se forme. La position topographique sur la pente d'une croupe, à proximité d'un bas-fond (le niveau de base était situé vers 100 m d'altitude avant la dissection de la croupe) favorise l'hydromorphie tout comme la nature des roches. Dans les sols ferrallitiques guyanais, LÉVÊQUE (1966) note qu'« en général cet horizon de pseudo-gley n'est qu'assez peu différencié dans les sols sur granites et sur quartzites. C'est sur les **séricitoschistes** que la caractérisation morphologique est la plus facile : taches rouges vif sur fond blanc ».

Les résidus d'argile tachetée des minerais de cuirasse ne sont pas manganésifères et le passage des oxydes de manganèse aux plages argileuses se fait sans transition. Ce passage sans transition est un caractère habituel des minerais de cuirasse, même lorsque la proportion de manganèse dans un échantillon est faible. A B-ouest, dans la zone médiane de la cuirasse manganésifère et au toit de celle-ci, on voit les oxydes de manganèse former dans des argiles rouges légèrement tachetées de blanc, des veinules et des croûtes concrétionnées qui s'anastomosent. Déjà les formes bothryoïdales, les pelures d'oignon sont dessinées. Épais d'à peine quelques millimètres, les films manganésifères sont formés d'oxydes pratiquement purs ; à leur limite on passe brutalement à l'argile non manganésifère. Le mécanisme de dépôt, à la base du profil des pentes inférieures correspond donc à un système de tout ou rien ; les oxydes de manganèse remplacent l'argile sans qu'un mélange ait lieu.

Dans les parties plus hautes des profils des pentes, et dans la plus grande partie des profils de la zone axiale, les mécanismes diffèrent : dans les pisolithes comme autour des blocs des amas, le manganèse se fixe en compagnie du fer et en mélange avec les argiles. Il s'agit en fait de parties des profils où le manganèse n'est pas stable ; les concrétions ou cortex pauvres sont des stocks provisoires, dans le cadre général d'une exportation. Ceci se manifeste aussi bien à la dimension des amas, dont les minerais sont appauvris par rapport à ceux des lentilles, qu'à la dimension de certains échantillons, notamment un échantillon du profil de la partie médiane de la carrière B-ouest. Cet échantillon, situé deux mètres au-dessus de l'échantillon décrit au paragraphe précédent, comporte à la fois des pisolithes et des débris de minerai finement lité. Ceux-ci sont corrodés, leurs bords s'effilochent, isolant des lamelles de minerai vouées à la dissolution.

Sans entrer dans le détail, cette répartition des dépôts est en accord avec les données géochimiques. La limite entre les champs de stabilité des ions divalents en solution et des précipités oxydés de manganèse est décalée, par rapport à celle du fer, vers des pH et des Eh plus élevés (HEM, 1963). Dans les conditions naturelles, le manganèse est plus difficile à précipiter que le fer. A Eh donné il faut un pH plus élevé (voisin de la neutralité pour Eh = 0,6). BÉTRÉMIEUX (1951) note en conséquence que lorsque le drainage est bon et profond, le manganèse est entraîné à plus grande profondeur que le fer. En revanche, si le pH s'élève suffisamment, le manganèse peut donner des précipités oxydés même pour des potentiels redox faibles. Il faut ajouter que le champ de stabilité des oxydes de manganèse s'élargit vers des pH plus acides lorsque la concentration augmente. Sur le gisement, les eaux de la base du sol et des nappes atteignent de fortes teneurs en manganèse :

15 ppm pour de l'eau suintant dans une tranchée de la carrière H nord (GRANDIN, 1968). De plus, la réaction d'oxydation est facilitée sur une surface solide appropriée et les oxydes de manganèse fournissent de telles surfaces (autocatalyse : HEM, 1963). En définitive, c'est bien à proximité du front d'altération et dans les horizons mal drainés de la base du profil des pentes inférieures que les conditions d'une précipitation sélective du manganèse seront le plus facilement réalisées.

La dissection qui a porté la zone sommitale du gisement de Mokta en altitude a modifié les conditions de drainage. Le pH du milieu au moment du dépôt du manganèse dans les cuirasses ne peut donc être connu. Deux mesures (pH dans l'eau, 50 ml pour 20 g), effectuées sur des échantillons de la base des recouvrements meubles, au toit des cuirasses de manganèse, ont donné des valeurs entre 4 et 5, rentrant dans la gamme des valeurs obtenues pour les sols ferrallitiques évolués. D'ailleurs les cuirasses sont actuellement en cours de dissolution lente. Les phénomènes de soutirage ont entraîné leur fracturation et, dans des gros blocs, de larges anfractuosités apparaissent, avec parfois de véritables stalactites d'oxydes de manganèse qui témoignent d'une remobilisation.

f L'évolution récente du gisement.

La période humide qui a transformé le modelé du gisement, d'un plateau cuirassé en une croupe basse, a donc provoqué une redistribution du manganèse. Les minerais de lentille compris entre l'ancien plateau et la croupe nouvellement formée, ont donné :

- d'une part, des accumulations relatives au sommet de cette croupe, les amas de blocs, résultat d'une migration du manganèse sous forme solide
- d'autre part, des accumulations absolues en contrebas, les cuirasses de manganèse, résultat d'une migration en solution.

Cette redistribution s'est faite avec des pertes (limitées par la mollesse du relief) mais aussi avec l'apparition d'un nouveau type de minerai, le minerai de cuirasse, très riche et qui augmente la teneur moyenne de la partie oxydée du gisement. Le bilan est positif. Les minerais superficiels ont atteint le maximum de leur développement.

La période de dissection dont le terme est la mise en place du Haut-glacis (voir C, II, d) n'a pas été assez longue ou n'a pas eu la vigueur suffisante pour remodeler entièrement la colline basse héritée de l'évolution antérieure. Elle a inscrit un certain nombre d'incisions sur les flancs de cette colline, atteignant rarement la zone axiale, supprimant peut-être certaines minéralisations d'extension réduite, écornant les cuirasses. Un dernier enrichissement de celles-ci a eu lieu par élimination d'argile, lessivée en même temps qu'une partie du manganèse. Ce manganèse n'a pas été concentré en contrebas. Sur le Haut-glacis des cuirasses se sont pourtant formées que l'on observe notamment à l'aval de la carrière B-ouest (fig.33). Mais ce sont des cuirasses ferrugineuses dont les horizons supérieurs, à tendance pisolithique, sont légèrement manganésifères, mais sans dépasser des teneurs de quelques pour cent de manganèse (SS 185 : 4,3 % MnO_2). Le manganèse lessivé du gisement s'est dilué dans des concrétions pauvres, mêlé aux oxydes de fer et à l'argile.

Toute l'histoire ultérieure, jusqu'à la période actuelle est marquée par la concurrence des phénomènes d'accumulation, qui poursuivent leur action dans la zone sommitale lors du retour des conditions de l'altération ferrallitique, et des phénomènes de dissection et de lessivage, d'autant plus efficaces que l'altitude relative du gisement augmente. La dégradation l'emporte. Le gisement passe de la maturité à la vieillesse.

g Période initiale d'oxydation des minerais de lentille.

Il reste une période importante de l'évolution du gisement qui n'a pas été traitée, celle qui précède la dissection des aplanissements intermédiaires et le façonnement de la croupe convexe où les

minerais superficiels se sont accumulés. C'est la période du cuirassement et de l'altération de ces aplanissements. A ce moment-là s'est produite une concentration capitale, celle qui a donné un premier stock de minerai oxydé en place à partir d'un protore relativement pauvre, celle qui a donné aux bancs manganésifères leur compacité, leur aptitude à résister au fractionnement et à ne livrer à la dissolution qu'une part réduite de leurs débris. C'est une période déjà lointaine. Le modelé correspondant n'est conservé que sur le massif de roches basiques situé à l'ouest du gisement où la cuirasse ferrugineuse intermédiaire et les horizons d'altération kaoliniques profonds associés subsistent en place. Sur le gisement de Mokta, la cuirasse intermédiaire était également présente, comme le prouvent de nombreux débris, remaniés dans les sols de la zone sommitale. Les études régionales ont montré que les aplanissements intermédiaires ont occupé de vastes superficies. Ils étaient dominés çà et là par des collines ou par des plateaux coiffés de cuirasse bauxitique, dont les plateaux du massif de Babokon, au nord de Mokta, sont un des plus remarquables exemples de toute la Côte d'Ivoire. Au sud de ce massif, on peut donc imaginer, à l'époque intermédiaire, un pays plat formé de glacis très étendus, légèrement inclinés vers la côte atlantique.

Tous les débris de cuirasse intermédiaire trouvés sur la chaîne de Mokta montrent, qu'à même la série de schistes manganésifères, la cuirasse était ferrugineuse. Les teneurs en manganèse sont de l'ordre de 0,2 % ne s'écartant pas des teneurs habituelles de cette cuirasse sur les autres roches. Là encore, il y a donc une séparation rigoureuse du fer et du manganèse.

L'altération profonde, dont la marque est visible sous toutes les cuirasses ferrugineuses intermédiaires ne s'est pas contentée de provoquer l'oxydation des silicates et des carbonates primaires. Des phénomènes de concentration et de lessivage sont intervenus dont seule l'étude de la minéralogie et des paragenèses des minerais pourrait rendre compte en détail. Dans les minerais siliceux à grenat spessartine, tantôt des grenats frais subsistent, englobés dans des oxydes de manganèse qui ont épigénisé la gangue siliceuse, tantôt celle-ci apparaît seule, piquetée de cavités polyédriques qui correspondent à la trace d'anciens grenats complètement hydrolysés. Ailleurs le cœur des grenats est oxydé et le manganèse est resté sur place. Dans les minerais à silicates, la braunite montre « une pseudomorphose incomplète en MnO_2 γ ou ρ » (BOULADON et JACOB, 1965) ou un remplacement partiel par le cryptomélane et la pyrolusite qui apparaissent aussi en plages indépendantes et en veinules. Les déplacements du manganèse se sont faits pour l'essentiel dans les lentilles elles-mêmes. Ce sont des déplacements à dominance verticale, favorisés par le modelé plat et les pendages redressés de la série birrimienne. Selon la nature du minerai les phénomènes diffèrent. Les bancs minéralisés les plus puissants, particulièrement les lentilles à dialogite (comme la lentille Sud) ont subi une oxydation plus profonde et un enrichissement plus régulier. La dissolution aisée des carbonates a facilité la circulation des eaux le long de ces lentilles. On peut envisager que celles-ci aient joué un rôle de drains profonds, rassemblant les eaux de percolation et permettant un piégeage de manganèse lessivé dans l'environnement. Les différences initiales auraient été accentuées, des petites lentilles primaires et du manganèse diffus dans les schistes ayant été lessivés et regroupés vers les lentilles les plus importantes. Un tel mécanisme rendrait compte de la présence fréquente, en éponte des principales lentilles (Sud, F₁), de petites strates minéralisées ou de minerais à cloisons dans des bancs schisteux, qui apparaissent comme des concentrations secondaires d'oxydes.

Bien entendu, les phénomènes de transformation du protore se sont poursuivis au-delà de la période intermédiaire, pendant la formation de la croupe convexe après la dissection de la cuirasse ferrugineuse, et jusqu'à l'heure actuelle. L'enracinement de la partie oxydée de la lentille Sud décalée, située en contrebas des autres lentilles, en témoigne. Mais des profils d'altération aussi profonds que les profils associés aux cuirasses intermédiaires ne se sont plus formés. Si des altérites kaoliniques plus récentes existent, par exemple sous les cuirasses du Haut-glacis, elles ne sont pas comparables.

h Conclusion.

Si le protore manganésifère de Mokta a une origine précambrienne, la naissance du gisement, au sens économique du terme, est postérieure au développement des aplanissements intermédiaires, c'est-à-dire pliocène. Dans un pays plat, se forment d'abord des minerais oxydés interstratifiés dans les schistes, sous une coiffe de cuirasse ferrugineuse intermédiaire. Après une première mise en relief et un démantèlement de la cuirasse ferrugineuse, une nouvelle répartition des minerais oxydés s'effectue. Ils s'étalent latéralement mais se regroupent à proximité de la surface topographique. Amas de blocs et cuirasses de manganèse constituent 90 % du minerai exploitable et sont situés dans une couche de terrains superficiels de quinze mètres d'épaisseur. Lorsque le Haut-glacis se met en place, au Quaternaire ancien, le déclin du gisement commence. La résistance à la dissection de la chaîne de Mokta et de son armature de bancs minéralisés, la résistance au lessivage des blocs compacts d'oxydes de manganèse, la poursuite lente de l'oxydation du protore et du démantèlement sur place des têtes de lentilles, s'opposent toutefois à une dégradation trop rapide. Quand le gisement est découvert, il n'est pas trop tard pour l'exploiter.

Indépendamment de la complexité des phénomènes habituellement regroupés sous le terme « d'oxydation » du protore et qui n'ont été ici qu'effleurés, un trait particulier du gisement de Mokta est le développement des cuirasses de manganèse, toujours très riches et utilisées à ce titre par les mineurs à petite dose, en mélange avec les minerais de démantèlement ou de lentille lorsque leur teneur descendait de quelques points au-dessous de la teneur marchande.

Ces cuirasses de manganèse, qui ne sont jamais rencontrées en dehors des gisements, sont *radicalement différentes des cuirasses ferrugineuses*. Leur structure les en éloigne, ainsi que l'homogénéité de leur composition où la proportion en poids des oxydes de manganèse atteint 80 à 95 %. Leur position dans le profil et le modelé auquel elles sont associées les en éloignent plus encore. Ce sont des horizons indurés profonds de sols ferrallitiques, formés non pas sur des glacis façonnés en période de climat contrasté à semi-aride, mais sur des croupes caractéristiques des modelés du milieu forestier. Enfin, si elles prennent naissance dans des parties basses du paysage leur pente atteint 10 à 15 %, ce qui est exceptionnel pour les cuirasses ferrugineuses.

Les cuirasses ferrugineuses ne sont pas absentes du gisement. Mais elles se sont formées à d'autres époques que les cuirasses de manganèse. Époque antérieure pour les cuirasses intermédiaires, qui ont recouvert le gisement sans que leur composition soit affectée par la présence des bancs de minerai. Époque postérieure pour les cuirasses du Haut-glacis, qui se sont développées au pied du gisement, après sa mise en relief, et où le manganèse à faible teneur accompagne le fer.

En résumé, le gisement de Mokta est composé de lentilles appartenant à une série isoclinale redressée qui s'épanouit en éventail au sommet d'une chaîne de collines, d'amas de blocs formés dans le manteau d'altérites et de sols, et de cuirasses, résultat d'une accumulation sur les flancs du manganèse lessivé au sommet.

L'oxydation des lentilles en profondeur débute après l'aplanissement intermédiaire. La formation des amas et des cuirasses précède la mise en place du Haut-glacis. Pour l'essentiel, le gisement est ce qui reste d'un capital accumulé à la fin du Tertiaire.

II LES GISEMENTS ET INDICES ÉTROITEMENT ASSOCIÉS AUX APLANISSEMENTS INTERMÉDIAIRES

a L'indice de Bokasso (fig. 5 et 22).

Le village de Bokasso est situé dans la zone forestière de Côte d'Ivoire, 90 km à vol d'oiseau au N-NE de Mokta. Bien qu'il soit limité à des blocs de minerai de manganèse répartis sur une superficie de un à deux hectares, l'indice de Bokasso n'en retient pas moins l'attention. En effet, c'est en quelque sorte un modèle réduit (et simplifié) du gisement de Mokta.

Les aplanissements intermédiaires forment de nombreux plateaux dans la région de Bokasso (voir C I). L'indice manganésifère occupe une petite colline à sommet arrondi, proche de deux de ces plateaux (fig. 68). Ceux-ci sont coiffés de cuirasse ferrugineuse intermédiaire en place. Leur substratum comporte des schistes amphiboliques. Leur altitude est voisine de 300 m. Au sommet de la colline, dont l'altitude est inférieure de 20 à 30 m à celle des plateaux, quelques gros blocs de cuirasse intermédiaire à faciès pseudo-gravillonnaire émergent de l'horizon supérieur gravillonnaire du sol (CS 519 : 55,4 % de Fe_2O_3 ; 0,19 % de MnO_2). Entre les reliefs, les incisions ont un profil transversal en V. Les versants de la colline sont raides et la partie sommitale arrondie est étroite. Au pied de la colline et des plateaux, vers le sud-est et l'est, s'étend un haut-glacis dont l'amont a une altitude de 200 à 220 m. Ce haut-glacis est cuirassé à l'aval.

Au sommet de la colline deux types de minerai sont rencontrés :

- *un minerai de lentille* : dans la tranchée centrale, il est constitué de schistes siliceux à grenats ayant donné un minerai oxydé où des lits compacts riches en manganèse alternent avec des lits

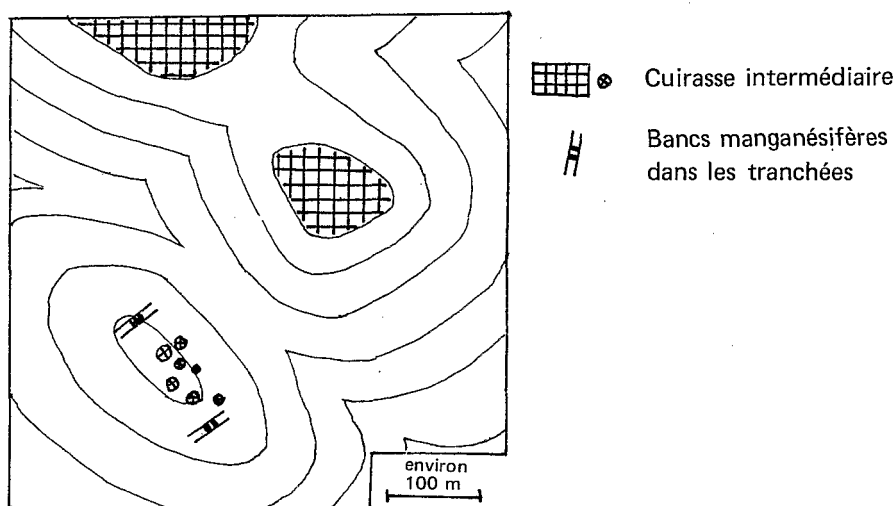


FIG. 68. — Indice de Bokasso (les courbes en trait fin ne sont qu'un figuré approximatif du relief).

pauvres et des passées stériles finement poreuses. A l'extrémité sud de la colline, une autre tranchée recoupe des grenatites. Le diamètre des grenats atteint 1 mm. Ils sont englobés dans des oxydes de manganèse et des oxydes de fer. Certains grenats sont presque complètement opacifiés par des oxydes de manganèse. D'autres sont peu altérés et des oxydes de manganèse ou de fer envahissent des craquelures irrégulières et de fines fissures radiales (qui sont occupées par de la calcite dans les plages les plus saines).

- *un minerai de démantèlement*, formé de blocs et de cailloux dans les sols qui recouvrent les têtes de lentilles. Des blocs sont lités, légèrement alvéolaires, enrichis par lessivage de matériaux stériles et par un début de concrétionnement du manganèse (CS 518a). D'autres sont plus alvéolaires, les alvéoles étant partiellement remplis d'argile rouge ; des passées corrodées à structure schisteuse sont entourées de cortex secondaires d'oxydes de manganèse (CS 518b et c).

Comme le gisement de Mokta, l'indice de Bokasso a donc connu une période d'enrichissement en place des lentilles. La séparation du fer et du manganèse, réalisée pour la cuirasse intermédiaire uniquement ferrugineuse, n'est pas rigoureuse pour les minerais incomplètement oxydés de la tranchée recoupant l'extrémité sud de la colline (dans ces minerais, les grenats ne seraient pas uniquement manganésifères puisque des oxydes de fer mêlés aux oxydes de manganèse apparaissent aux premiers stades de leur altération à partir des fissures). Dans la partie centrale de la colline, le minerai de lentille est plus siliceux que le minerai de démantèlement où les passées les plus pauvres sont partiellement lessivées. Comme à Mokta, le minerai de démantèlement correspond à une accumulation de débris de minerai de lentille dans le sol. Mais il n'y a pas de gros amas, l'étroitesse de la colline permettant une efficacité plus grande des phénomènes d'ablation superficielle et de lessivage. Les horizons remaniés des sols n'ont ainsi qu'une épaisseur de 1 à 2 m. Il n'y a pas non plus de cuirasses de manganèse. En effet, la dissection de la cuirasse intermédiaire, dès ses premiers stades, a formé des petits plateaux, étant donné l'absence d'une armature importante de bancs résistants. Pour la colline de Bokasso, si des versants à pente faible se sont développés lors du passage d'un plateau à une croupe gravillonnaire, ces versants n'ont pas atteint l'extension qui est la leur à Mokta. De plus, l'alimentation en manganèse ne provenait que de quelques petites lentilles. Finalement, s'il n'est pas exclu que des cuirasses de manganèse aient existé, elles ne pouvaient être que de dimensions réduites ; les périodes récentes de dissection, responsables des versants raides de la colline, les ont fait disparaître. Mais la marque du phénomène de concrétionnement du manganèse est visible dans certains blocs de démantèlement.

Dans les cuirasses ferrugineuses du Haut-glacis, on observe des passées légèrement manganésifères, mais sans individualisation d'un horizon supérieur à tendance pisolithique comme à Mokta, la quantité de manganèse disponible étant probablement insuffisante.

En conclusion, l'indice de Bokasso occupe une colline provenant du démantèlement incomplet d'un aplanissement cuirassé intermédiaire. Un bon enrichissement superficiel mène à des minerais oxydés dont les teneurs dépassent 35 % (49,1 % de manganèse métal pour CS 518a), à partir d'un protore limité à quelques petites lentilles à grenats. Ces minerais oxydés se localisent dans la partie sommitale de la colline. Les versants raides de celle-ci et le haut-glacis à son pied correspondent à des étapes de la morphogenèse postérieure à la formation de l'essentiel des minerais enrichis.

b Le gisement de Tambao (fig. 51).

Le gisement de Tambao est situé en zone sahélienne, au nord de la Haute-Volta. Bien que 1000 km à vol d'oiseau le séparent de la côte atlantique, et plus de 300 km du chemin de fer Ouagadougou-Abidjan, son exploitation a été envisagée. Il s'agit en effet d'un gisement de l'ordre de 10 millions de tonnes avec des minerais riches dont la teneur dépasse fréquemment 50 % de manganèse.

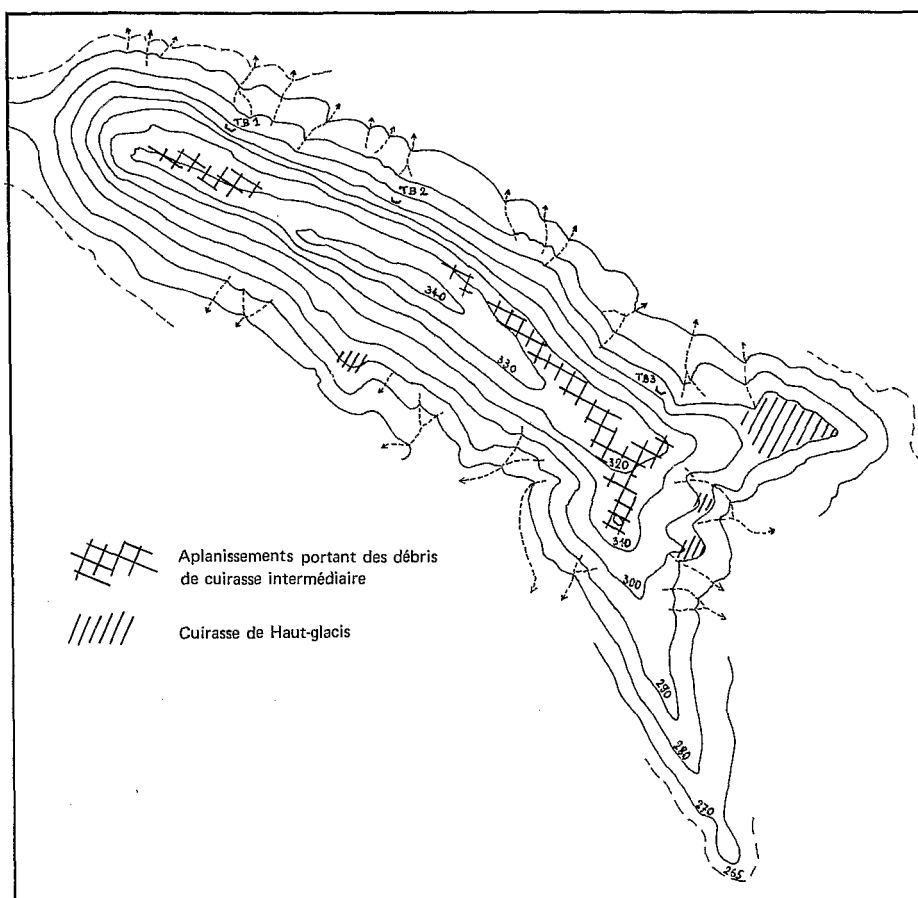


FIG. 69. — Tambao. Grande colline. (d'après le plan à 1/2000 de J. DELFOUR, 1961).

Nous avons vu que le gisement occupe deux collines, une « grande colline » (1600 m de long sur 400 m de large) et une « petite colline » (800 m de long sur 250 m de large), au sud de la précédente (voir D III). La grande colline porte des débris de cuirasse intermédiaire sur des replats proches de la ligne de crête. Celle-ci est une arête de minerai de quelques mètres de hauteur, correspondant à l'affleurement de la couche minéralisée principale. Des replats à mi-pente, et notamment un éperon à l'est de la grande colline, portent des cuirasses ferrugineuses et manganésifères. Ce sont des témoins du Haut-glacis (fig 69). Au pied des collines s'étendent des cuirasses de Moyen-glacis, également ferrugineuses et manganésifères (photos pl. XII A, B et C).

Des plateaux-témoins des aplanissements cuirassés intermédiaires sont observables à des altitudes comparables à celle de la grande colline de Tambao (340-350 m), d'une part près de Beldiabé, 25 km à l'ouest du gisement, d'autre part, parmi les collines du Tatalakat, 7 km à l'est.

1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET MINÉRALISATIONS PRIMAIRES.

Selon DELFOUR (1961, 1963), les niveaux manganésifères redressés sont interstratifiés dans des micaschistes et des gneiss fins, plus ou moins quartzeux et amphiboliques ; des amphibolites apparaissent dans les éboulis du flanc nord de la grande colline. DELFOUR note qu'il n'y a plus de roche saine au-dessus de l'altitude 280 m.

Les dunes fixées de l'Erg ancien occupent de vastes superficies dans l'environnement du

gisement, masquant les roches sous-jacentes (photo pl. XII, D). Des affleurements de schistes amphiboliques et de granites forment des dos de baleine sur le bas-glacis, à l'est du gisement. A 2 km de celui-ci, sur la piste d'In Tangoun, ce sont des amphibolites qui émergent des matériaux détritiques sableux du bas-glacis. Dans la grande colline, les travers-bancs recoupent des altérites kaoliniques encaissant le minerai et des arènes granitiques évoluées où le squelette de grains de quartz représente les seuls minéraux primaires conservés. Dans le travers-banc n° 3, près de l'éperon Est de la grande colline, les granites paraissent intrusifs et limitent la puissance de la zone minéralisée. A l'entrée du travers-banc, le stérile est constitué de schistes altérés très fins qui rappellent les schistes sériciteux observés à Mokta ou au Blafo-Guétou. Puis, au-delà des arènes granitiques, à proximité de la couche minéralisée principale, la structure des altérites change. Une orientation fruste est soulignée par des petits amas d'oxydes de fer et de manganèse. La kaolinite forme des plages allongées rectangulaires et des plages polygonales à arrondies atteignant quelques millimètres de dimension moyenne, ce qui suggère l'existence initiale de baguettes et de prismes trapus de feldspaths. Des oxydes de manganèse et de fer se présentent localement en fines lamelles parallèles pouvant correspondre à des imprégnations dans les clivages d'anciens minéraux ferro-magnésiens. On aurait des altérites d'amphibolites ou de gabbros.

Les minerais oxydés en place proviennent de deux types de minerais primaires. Sur le flanc est de la grande colline et notamment à l'entrée du travers-banc n° 1, des couches minces de minerai siliceux sont intercalées dans des schistes altérés. Des faciès peu oxydés de ces minerais sont rencontrés en éluvions au pied nord du gisement. En lame mince, on observe des grains de quartz engrenés, le plus souvent de 50 à 100 microns de dimension moyenne, et une poussière de petits grenats, dont la taille varie de quelques microns à 50 microns, dispersés dans la matrice siliceuse ou regroupés en amas irréguliers dont l'alignement grossier détermine des lits plus riches en grenats et des lits plus riches en quartz. Certains lits sont chargés d'oxydes de fer en taches diffuses et les grenats y présentent une teinte brune en lumière naturelle. Les passées non oxydées, allongées selon le litage, alternent avec des passées oxydées où les grenats sont plus ou moins transformés en oxydes de manganèse. Ceux-ci ont bavé à l'extérieur des grenats et forment localement des plages opaques à contours irréguliers (HV 16). La présence de ces minerais lités pauvres, « de type gondite », a été notée par BOULADON et GAUTIER.

Pour sa part, le faisceau principal, avec ses deux gros bancs de minerai oxydé d'une dizaine de mètres de puissance chacun, provient d'un protore carbonaté reconnu par des sondages. Certains échantillons des carottes sont de la dialogite pratiquement pure, en cristaux de plusieurs millimètres de dimension moyenne, donnant en cassure des facettes de clivages imbriquées. Au fond du travers-banc n° 1, le minerai oxydé garde la structure des carbonates avec notamment la même cassure à facettes brillantes. Souvent, des oxydes et des silicates sont associés aux carbonates. PICOT et TRINQUARD (1969) décrivent des « bancs de dialogite à spessartite, téphroïte ou rhodonite » et surtout des bancs à forte proportion de hausmannite (avec un peu de manganosite), voire des lits de hausmannite massive.

Le gisement de Tambao diffère donc de celui de Mokta par un contexte plus métamorphique, par la présence d'intrusions granitiques et surtout par un protore carbonaté en bancs puissants et continus, dont la teneur peut dépasser 40 % de manganèse avant toute action météorique. La minéralisation primaire comporte toutefois à côté des carbonates, des silicates et des oxydes.

2 MINERAIS OXYDÉS SUPERFICIELS.

A côté du minerai lité des bancs en place, des minerais concrétionnés et des minerais de démantèlement apparaissent sur les collines de Tambao.

Les premiers forment, sur les replats de la zone sommitale des collines, au pied de l'affleurement en arête de la couche principale, soit des cuirasses de manganèse d'extension faible, soit le ciment de cuirasses bréchiques à débris de minerai lité. Les concrétions sont très développées,

avec des couches concentriques qui se succèdent sur des épaisseurs de 3 à 4 cm, donnant des masses compactes à surface mamelonnée. Sur la petite colline, les cuirasses bréchiques sont plus étendues et remanient des débris de cuirasse ferrugineuse intermédiaire, à côté de débris de minerai.

Les minerais concrétionnés apparaissent aussi en poches dans le minerai lité. Dans le travers-banc n° 3, on observe même des sortes de draperies dans des anfractuosités du faisceau principal où le remplacement des carbonates par les oxydes s'est accompagné d'une diminution de volume favorisant la remobilisation du manganèse.

Les minerais de démantèlement forment des éboulis qui empâtent le pied des versants et des pellicules détritiques minces, là où les versants ne sont pas constitués d'une surface structurale de minerai en pente forte (photo pl. XI E). Ils sont à l'origine des cuirasses bréchiques que l'on retrouve sur toutes les zones de pente faible et que DELFOUR a comparées aux cangas des gisements de fer brésiliens. Mais en contrebas des replats sommitaux on ne retrouve plus les ciments manganésifères très riches largement concrétionnés mais des ciments moins indurés où le fer peut prendre place à côté du manganèse. Les cuirasses de Haut-glacis et de Moyen-glacis remanient elles-mêmes des débris de minerai, graviers et cailloux parfois entourés de cortex noir mat pauvres, dispersés dans un ciment ferrugineux et légèrement manganésifère.

Dans les minerais de démantèlement deux types particuliers de débris apparaissent :

- d'une part, des débris de minerai lessivé : minerai à fantômes de carbonates fortement alvéolaire et pollué par des argiles, en cailloux épars sur le flanc nord du gisement ; minerai lité à cavités de dissolution où subsistent de fines lamelles d'oxydes de manganèse, rencontré dans les cuirasses bréchiques à ciment ferrugineux.
- d'autre part, des débris de minerai concrétionné : minerai concrétionné à cloisons isolant des poches d'argile blanche et des poches d'argile rouge, avec des nids de pyrolusite bien cristallisée (HV 9b) ; minerai à concrétions concentriques arborescentes entre lesquelles subsistent des résidus d'argile et qui rappellent les « minerais en chou-fleur » des cuirasses de Mokta (HV 18, provenant comme HV 9b du pied nord de la grande colline).

On n'observe donc pas à Tambao de gros amas de démantèlement, pas plus que l'on n'observe de cuirasses de manganèse largement développées. Mais les différents faciès de minerai rencontrés à Mokta sont présents, montrant que l'enrichissement du gisement a suivi des étapes analogues. Celles-ci n'ont pas donné les mêmes résultats pour trois raisons majeures.

α) D'abord parce que la puissance très grande du faisceau minéralisé principal n'a pas permis la généralisation des fauchages favorables à l'accumulation de grandes quantités de débris de minerai dans les sols, malgré la présence d'altérites profondes et très évoluées. Les couches épaisses affleurent en arête au sommet de la colline et ont affleuré sans doute très tôt après le démantèlement des cuirasses ferrugineuses intermédiaires. Il n'y a pas eu d'abaissement important de la surface topographique et le sommet actuel du gisement est à une altitude voisine de celle des témoins de cuirasse intermédiaire proches. Mais ce qui n'a pas été consommé pour produire des amas de blocs subsiste en place et contribue à l'enracinement profond des bancs oxydés. Corrélativement le gisement n'a pas atteint une forme de croupe basse aussi régulière qu'à Mokta, avec de longs versants à pente faible raccordés à un sommet arrondi. En revanche, des replats issus de l'évolution des aplanissements intermédiaires subsistaient. C'est sur ces replats, immédiatement adjacents aux affleurements de minerai, que le manganèse lessivé de ceux-ci s'est piégé. Il s'est concentré à la base de sols contenant des débris de cuirasse ferrugineuse intermédiaire. Ces débris sont retrouvés actuellement sur la grande colline (après l'ablation des matériaux fins des anciens sols), posés sur les cuirasses de manganèse ou mêlés aux éboulis de minerai. Au sommet de la petite colline, dont l'altitude est inférieure d'une trentaine de mètres à celle de la grande colline, les débris de cuirasse ferrugineuse intermédiaire sont inclus dans la cuirasse manganésifère bréchique. On peut voir là une formation de bas de pente, où ces débris ferrugineux auraient été enterrés sous des matériaux fins avant le concrétionnement du manganèse (comme à la périphérie de la zone sommitale des collines de Mokta). La différence d'altitude correspondrait alors à la hauteur de la grande colline au moment de la formation

des cuirasses de manganèse, la petite colline étant supposée n'avoir été individualisée qu'ultérieurement.

Une autre interprétation est possible, qui ne rend toutefois pas compte de la situation différente des débris de cuirasse ferrugineuse. C'est de considérer le replat sommital de la petite colline comme équivalent aux replats sommitaux de la grande colline, mais porté à une altitude inférieure par un basculement lié à une faille récente. En effet les sondages auraient montré que la limite oxydes-carbonates s'effectue selon un plan incliné de la grande colline vers la petite colline, s'enfonçant sous le niveau des glaciés de piémont, dès l'extrémité sud de la grande colline (communication orale J. BOULANGER). C'est d'ailleurs une faille qui limite la minéralisation au nord du gisement.

β) En second lieu, les résultats ne sont pas les mêmes qu'à Mokta, parce que l'évolution, au cours du Quaternaire, s'est faite sous des climats en moyenne moins humides qu'à Mokta, qu'il s'agisse du type de climat au cours des périodes humides ou de la moindre durée de ces périodes. La dissection a été vigoureuse. Non seulement les témoins des aplanissements intermédiaires mais aussi les témoins du Haut-glacié sont rares dans la région de Tambao. Les collines du gisement sont décapées et partout des matériaux résistants, à base d'oxydes indurés, apparaissent en surface : surfaces structurales de minerai formant le versant oriental, cuirasses des replats, recouvrements de minerai détritique. Mais les résidus d'argile tachetée rouge et blanche de certains cailloux de minerai secondaire témoignent de l'existence antérieure de sols ferrallitiques profonds. Dans ces sols, selon les endroits considérés du profil, le manganèse était lessivé ou déposé, donnant les minerais alvéolaires ou concrétionnés rencontrés en éluvions. Des débris de ces minerais sont remaniés dans les cuirasses ferrugineuses et manganésifères des replats à mi-pente, montrant que la redistribution du manganèse dans des sols profonds est antérieure (pour l'essentiel) à la formation du Haut-glacié. Mais cette redistribution n'a concerné qu'une faible partie du stock de minerai oxydé interstratifié qui reste, contrairement au cas de Mokta, à l'origine de l'intérêt économique du gisement. Il n'est toutefois pas exclu que des cuirasses de manganèse périphériques aient été entièrement détruites au cours des périodes de dissection qui ont réduit la largeur de la colline à 400 m.

γ) Enfin, les résultats diffèrent parce que la nature du protore n'est pas la même. L'enracinement profond des couches oxydées n'est pas seulement lié à l'absence d'une utilisation de celles-ci pour la formation d'amas de démantèlement. La teneur initiale forte des carbonates, leur altération facile par dissolution accélérant les circulations d'eau, la présence initiale d'oxydes, font qu'après la période privilégiée d'enrichissement, contemporaine de la formation des altérites intermédiaires, leur transformation en minerai oxydé à forte teneur s'est poursuivie. De même qu'à Mokta les lentilles présentant l'enracinement le plus profond étaient les lentilles à forte proportion de diallogite, de même à Tambao, seuls les minerais siliceux à grenats se rencontrent sous des faciès peu oxydés à la surface du gisement. Leur enrichissement demande non seulement l'hydrolyse de silicates mais le départ de quantités importantes de quartz. Il n'est réalisé qu'au cours des longues périodes d'altération responsables du développement de lithomarges kaoliniques. L'oxydation des carbonates suit de plus près les variations du niveau de base. Il faut noter toutefois qu'à Tambao, les roches stériles sont entièrement kaolinisées à 50 m sous le sommet de la grande colline. Les profils intermédiaires et ceux du Haut-glacié se superposent, la dénivellation entre les deux types d'aplanissements étant inférieure à l'épaisseur des altérites intermédiaires (voir D III).

3 CONCLUSION.

Le gisement de Tambao occupe deux collines dont la plus importante était coiffée par une cuirasse ferrugineuse intermédiaire (à une altitude peu supérieure à l'altitude actuelle). La puissance des couches minéralisées principales a limité leur démantèlement et, de façon générale, la formation de minerais superficiels de type amas de blocs et cuirasses de manganèse, au cours de la longue période d'évolution qui suit le cuirassement intermédiaire et qui précède la mise en place du Haut-glacié. Mais elle a limité aussi la dissection des collines au cours du Quaternaire.

C'est ainsi le stock initial de minerai oxydé interstratifié formé après l'aplanissement intermédiaire (et augmenté dans une proportion difficile à préciser par la poursuite de l'oxydation jusqu'à la période actuelle) qui constitue l'essentiel des réserves du gisement, concentrées dans deux collines étroites à flancs raides. Le très faible tonnage des cuirasses de manganèse très riches n'est pas un handicap car le minerai interstratifié, provenant d'un protore exceptionnel à carbonates et oxydes primaires, est un minerai à forte teneur.

c Le gisement de Nsuta.

Découvert en 1914 dans la zone forestière du sud-ouest du Ghana, le gisement de Nsuta est en exploitation depuis 1916. La production atteignait 233 000 tonnes en 1924, 411 000 en 1936. Fin 1937, 5 000 000 tonnes avaient été exportées et le gisement de Nsuta était le plus gros producteur du monde. Il est resté longtemps le principal fournisseur de minerai de piles, avec un minerai à plus de 52 % de manganèse et moins de 1,5 % de fer. Sont produits également un minerai métallurgique à haute teneur (46 à 52 % Mn, 4 à 5 % Fe, moins de 10 % SiO_2), ainsi qu'un minerai à basse teneur et des fines métallurgiques. De 480 000 tonnes en 1967 (après avoir largement dépassé ce chiffre à la fin de la seconde guerre mondiale), la cadence d'exploitation s'est abaissée à 300 000 tonnes en 1970, les réserves de minerai oxydé étant en voie d'épuisement. Il reste une quantité importante de minerai carbonaté, à une teneur de 32-34 %. Son exploitation nécessiterait une concentration sur place supposant une source d'énergie (fuel) à bas prix. Elle n'est guère envisageable dans les conditions actuelles du marché.

Situé à une soixantaine de kilomètres du port de Tacoradi, à proximité immédiate d'une ligne de chemin de fer rejoignant ce port et construite avant sa découverte, le gisement de Nsuta a bénéficié de conditions d'exploitation exceptionnellement favorables, assurant certainement une rentabilité des capitaux investis dont aucune société minière n'ose actuellement rêver.

Nous avons vu que le gisement de Nsuta occupe une succession de cinq collines, d'altitude voisine de 160 m, réparties sur une distance de 4 km (collines A, B, C, D, E, voir fig. 36). La hauteur relative des collines est de l'ordre de 80 m. Des petits témoins des aplanissements intermédiaires subsistent à quelques kilomètres au N-NE du gisement. Des blocs de cuirasse ferrugineuse à faciès pseudogravillonnaire et des gravillons sont rencontrés au sommet des collines B et D, ou dans des éboulis de bas de pente (voir C III, b et d). Les collines ont des zones sommitales convexes assez étroites, passant à des versants raides interrompus par quelques replats. Le Haut-glacis est absent au pied du gisement.

1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE.

Le gisement est constitué de couches carbonatées dont la partie supérieure oxydée forme (formait) l'armature des collines. Des minerais à grenats sont également décrits (SOREM et CAMERON, 1960). Un certain nombre de replis augmenterait la puissance de la minéralisation. Ainsi un seul niveau minéralisé donnerait, par l'intermédiaire de synclinaux, les corps de minerai principaux des collines D et C. Dans la colline E, le niveau minéralisé aurait une forme générale anticlinale comportant deux synclinaux de faible amplitude. Vers le sud, la nature identique des épontes de part et d'autre du corps minéralisé et la présence d'une passée stérile au centre de ce corps dans sa partie supérieure ont amené à envisager également l'existence d'un repli doublant la puissance de la minéralisation (fig 70).

Les arguments favorables à cette interprétation proviennent d'une part des sondages qui ont constaté l'arrêt de la minéralisation en profondeur dans un certain nombre de cas pouvant correspondre à autant de fermetures synclinales. Ils proviennent d'autre part de l'observation, en particulier lors de l'exploitation de la partie supérieure de la colline D, de pendages sub-horizontaux du minerai

oxydé et des schistes sous-jacents. En profondeur, les synclinaux sont envisagés très pincés, avec déversement vers l'ouest, pour rendre compte des pendages qui sont constamment de 60 à 80° est. Au stade actuel de l'exploitation, la simple observation du terrain ne permet plus de discuter ces arguments. Il faudrait pour le moins, pouvoir examiner en détail les documents miniers établis au fur et à mesure de l'approfondissement des carrières et de la réalisation des sondages. Mais nous avons vu au gisement de Mokta, situé dans un contexte morphoclimatique comparable, que le fauchage de niveaux résistants dans les altérites épaisses peut atteindre une ampleur spectaculaire et nécessite une grande prudence dans l'interprétation des pendages jusqu'à une profondeur de plus de 15 m. Les arrêts de minéralisation peuvent être dus à une disposition lenticulaire des concentrations au sein du niveau manganésifère. Enfin le gisement de Tambao montre l'exemple de deux couches successives de minerai carbonaté séparées par une mince intercalation stérile. On pourrait donc avoir une série de lentilles redressées dont l'évolution supergène modifierait la disposition à proximité de la surface topographique.

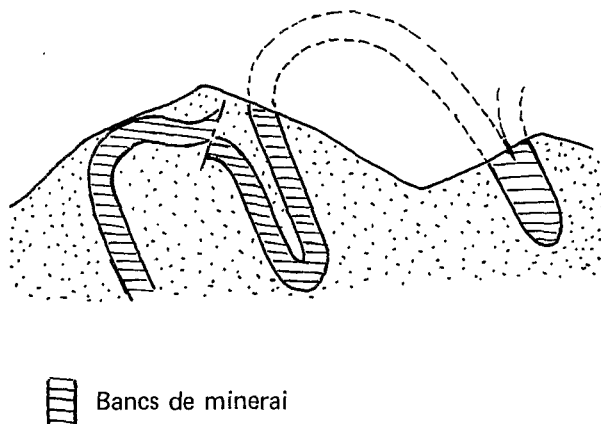


FIG. 70. — Nsuta. Hypothèse d'une structure plissée.

Les épontes sont constituées de schistes sériciteux fins considérés comme tuffacés, assez semblables à ceux rencontrés aux épontes des lentilles de Mokta, et de schistes siliceux (quartz et séricite avec de fines baguettes de tourmaline). Ces schistes, sains au fond des carrières d'exploitation, contiennent fréquemment de nombreuses pyrites, atteignant 1/2 cm d'arête. Le passage latéral aux carbonates peut être franc ou comporter des alternances de lits minces stériles et de lits minéralisés où les schistes se chargent de grains ou globules de carbonates partiellement transformés en oxydes (GH 16). Les roches vertes ont été signalées par SERVICE (1943), et rencontrées dans des sondages, ce qui confirme l'appartenance du gisement à un complexe volcano-sédimentaire. Des intrusions granitiques ont également été signalées. L'une d'elles interrompt la minéralisation sur le flanc ouest de la colline D.

2 LOCALISATION DU MINERAI OXYDÉ.

Le minerai en place est oxydé à partir d'une altitude de 70 à 120 m, plus élevée au centre de la chaîne de collines que vers les extrémités. Pour chaque colline, cette altitude est comprise, du sud au nord, dans les fourchettes suivantes :

A	70- 90 m
B	80-100 m
D	105-120 m
C	90-100 m
E	90-100 m

Les grandes excavations effectuées dans les collines et le prélèvement d'eau dans la nappe pendant de longues années, ont profondément modifié le niveau hydrostatique. Dans les sondages, ce niveau (qui correspond à peu près au passage de la méthode par battage à la méthode par carottage) aurait été rencontré dans la zone oxydée, à quelques mètres au-dessus du contact avec les carbonates. Assez régulière à grande échelle, la limite oxydes-carbonates présente dans le détail de fortes irrégularités. Elle est en général très brutale.

Dans la colline D le minerai primaire passe en quelques dizaines de centimètres à un minerai constitué exclusivement d'oxydes, vacuolaire, avec des géodes tapissées de cristaux de pyrolusite. Le protore étant carbonaté, son altération provoque la destruction complète de la structure initiale et la libération de la totalité du manganèse qui entre dans des combinaisons oxydées avec diminution du volume de matière correspondant. Il n'y a pratiquement pas de transition avec des minerais mixtes à passées d'oxydes ou à résidus carbonatés, et dès ce stade, une partie importante de la silice contenue dans le minerai primaire est éliminée. Le minerai oxydé présente parfois de fines cloisons de calcédoine, résultat de précipitations secondaires de silice, ce qui est notamment observé à proximité de l'éponte est du corps minéralisé de la colline A.

La partie superficielle du gisement était constituée de matériaux remaniés à blocs, cailloux et graviers d'oxydes de manganèse, mêlés à des débris de cuirasse ferrugineuse et à de l'argile rouge, exploités comme minerai détritique (détrital). Ce minerai correspond vraisemblablement à des amas de démantèlement du même type que ceux de Mokta. En certains endroits, ce minerai superficiel, constitué de très gros blocs, a été dénommé « massive détritral ». En d'autres endroits, il constituait une formation presque continue, simplement fracturée, interprétée comme des passages à l'horizontale du niveau minéralisé à proximité de la surface, ayant permis un enrichissement particulièrement intense. Sur le flanc ouest de la colline D, à une altitude de 100 à 110 m, à un endroit où les documents miniers montrent la surface initiale de la colline formant un petit replat, du « massive détritral » est encore exploité (photo pl. VI C). C'est un minerai à structure concrétionnée compacte, très dur, englobant de petites poches d'argile. Entre les blocs on observe des argiles tachetées, et à leur surface, des patines blanches et rouges. La juxtaposition serrée et la taille des blocs (parfois plusieurs m³) incitent à penser qu'il ne s'agit pas d'une accumulation de débris remaniés mais d'une formation démantelée sur place. Plutôt que du passage à l'horizontale d'un pli, il s'agirait d'un exemple de cuirasse de manganèse. En effet, la localisation de ce minerai sur un replat, sa profondeur relativement faible sous la surface topographique, son association avec des argiles tachetées qui le place à la base d'un sol ferrallitique (dont un profil complet apparaît à la limite de la découverte en amont de la zone de gros blocs), enfin son faciès, le rendent très comparable aux minerais de cuirasse observés à Mokta dans les carrières B-ouest ou K, c'est-à-dire à des formations secondaires, obtenues par précipitations, dans un site favorable, de manganèse lessivé des parties supérieures du gisement. Des blocs de minerai présentant le même faciès, mais cette fois remaniés, à patine brun rouge, sont rencontrés sur le flanc est de la colline B, dans des éboulis de la partie inférieure des pentes, mêlés à des blocs de cuirasse ferrugineuse intermédiaire (photo pl. VI B).

3 CONCLUSION.

Le gisement de Nsuta occupe une chaîne de collines qui provient du démantèlement d'un aplanissement cuirassé intermédiaire. Comme à Mokta des minerais superficiels, amas de blocs et cuirasses de manganèse se sont mis en place. Leur développement n'a probablement pas été aussi spectaculaire qu'à Mokta car l'évolution du modelé après le cuirassement ferrugineux n'a pas mené à une croupe aussi régulière. Les différences d'altitude des collines et la présence d'éboulis mêlant des blocs de minerai concrétionné à de gros blocs de cuirasse intermédiaire permettent de penser que des lambeaux de cette cuirasse sont restés en place sur certaines collines jusqu'à la période de dissection postérieure à la formation des principales accumulations superficielles de manganèse. D'ailleurs la dénivellation entre le sommet de la colline D et le replat de son flanc ouest où est observé du

« massive detrital » atteint 70 m : la cuirasse de manganèse s'est mise en place au pied d'une colline bien individualisée (ou d'un petit plateau coiffé de cuirasse intermédiaire).

La très grande quantité de minerai interstratifié, le nombre et la puissance des bancs minéralisés ont, d'une part, joué comme à Tambao un rôle de frein vis-à-vis de la dissection. D'autre part ils ont permis, malgré un modelé moins favorable qu'à Mokta, la formation de quantités appréciables de minerais superficiels. Nsuta apparaît comme un compromis entre Tambao et Mokta : gros protore carbonaté comme à Tambao mais avec un plus grand nombre de bancs minéralisés ; conditions climatiques proches de celles de Mokta mais avec des périodes de dissection plus vive, qui ont accentué la différenciation initiale en collines d'altitude variable et réduit la largeur de ces collines, provoquant le démantèlement de certaines minéralisations superficielles.

Mokta est un type de gisement à protore pauvre, en multiples petites lentilles, que les climats des régions méridionales de Côte d'Ivoire pouvaient mettre en valeur, par la réalisation de concentrations superficielles, puis par la conservation de la majeure partie de celles-ci au cours du Quaternaire.

Tambao est un type de gisement à protore plus riche, avec des bancs épais, qui était à même de résister aux périodes de dissection brutale des régions septentrionales de Haute-Volta.

Nsuta réalise une conjonction très favorable entre une structure de gisement primaire proche de celle de Tambao et des conditions morpho-climatiques plio-quaternaires voisines de celles de Mokta. C'est un gisement exceptionnel, où des minerais superficiels sont associés à des minerais interstratifiés à enracinement profond.

III LES GISEMENTS ET INDICES INDIRECTEMENT ASSOCIÉS AUX APLANISSEMENTS INTERMÉDIAIRES

a Le petit gisement de Borumba (fig. 37 et 47).

Borumba est situé à l'est de Bondoukou, à proximité de la frontière ivoiro-ghanéenne, dans une région de savane arborée. Nous avons vu que le gisement occupe deux collines à flancs raides, le Grand et le Petit Gbogboti, qui dominent d'une centaine de mètres un haut-glacis largement développé à leur périphérie (fig. 47). Les bancs minéralisés, redressés et orientés SW-NE, forment la ligne de crête de ces collines. Celles-ci sont des reliefs résiduels décapés, provenant vraisemblablement du démantèlement d'un grand glacis intermédiaire incliné vers l'ouest (voir D, I, c). Quelques débris de cuirasse ferrugineuse à faciès pseudo-gravillonnaire (EE 80b à goethite dominante ; EE 41 à hématite dominante avec 65,7 % de Fe_2O_3) ou remaniant des débris de schistes ferruginisés (EE 80a), témoignent de la présence antérieure de cuirasses intermédiaires sur le gisement ou dans l'environnement immédiat.

Une vingtaine de petites tranchées de prospection ont été implantées dans la partie ivoirienne du gisement (le sommet du Grand Gbogboti est en territoire ghanéen). Leur emplacement est indiqué sur la figure 71, obtenue par réduction du plan au 1/2000 fourni par SONNENDRÜCKER (1959).

1 LES MINÉRALISATIONS PRIMAIRES.

Des bancs de quartzite à grenat spessartine sont intercalés dans des schistes sériciteux. A l'ouest du Grand Gbogboti et au pied sud-ouest du Petit Gbogboti (tranchée n° 6), ces quartzites à

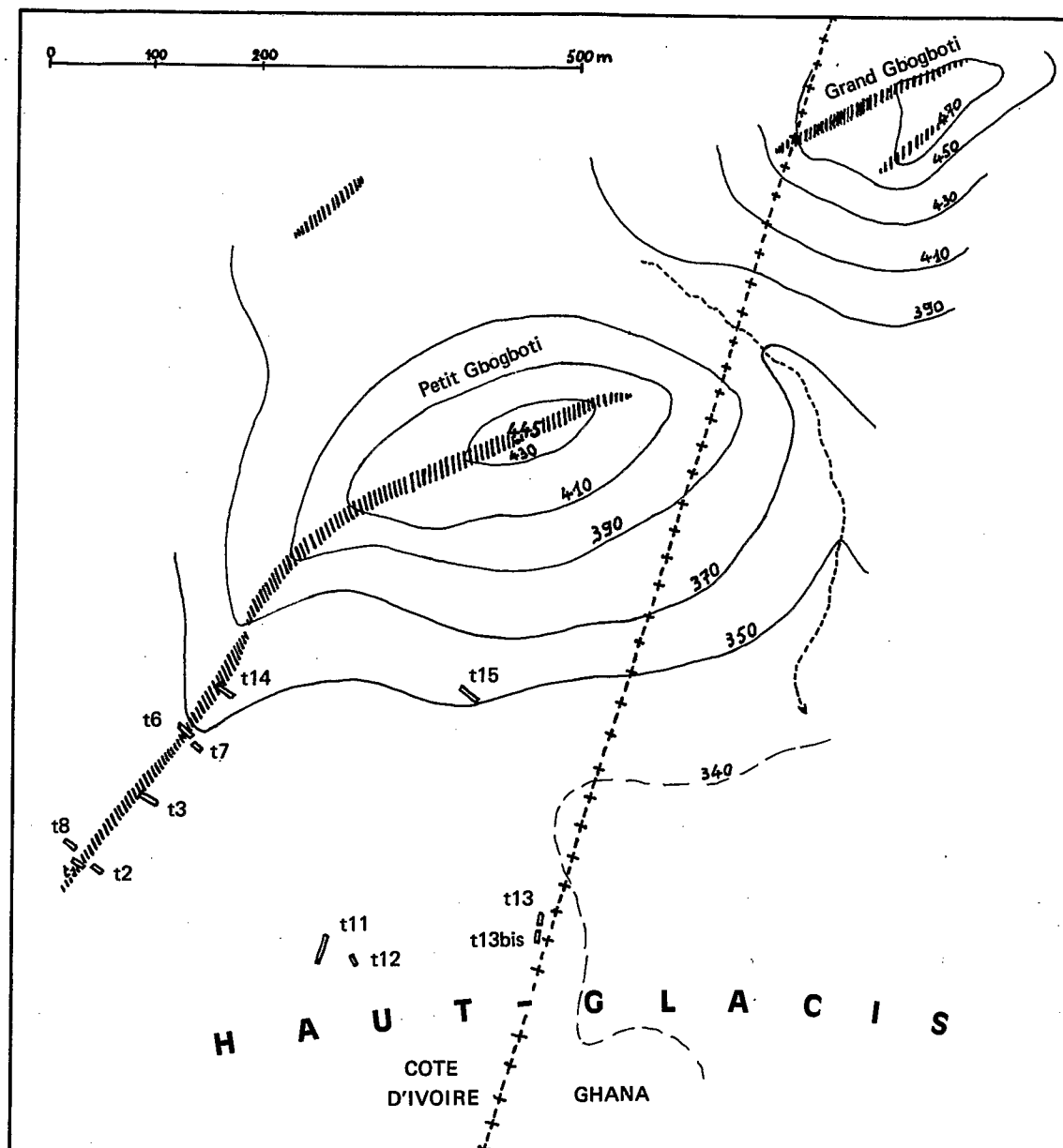


FIG. 71. — Borumba. // : faisceau de bancs minéralisés ; t : tranchée.

grenats sont peu altérés. En lame mince (EE 1) des petits grenats de 10 à 15 μ , rassemblés localement en amas, sont cimentés par du quartz et des oxydes de manganèse. Sains, ils sont parfois de couleur brune, le plus souvent incolores à jaunâtres. Ils peuvent être oxydés sur leur pourtour ou en totalité, notamment le long de veinules sinueuses de quartz. On observe aussi des quartzites noirs à grain fin (30 à 40 microns) d'aspect sain, où le manganèse est sous forme d'oxydes, dans de fines diaclases et en mouchetures microscopiques dans les joints intergranulaires (EE 2).

Borumba était considéré comme « le seul de tous les indices reconnus dans la région de Bondoukou où des roches vertes n'ont pas été signalées dans le voisinage » (ZANONE, 1964). Pourtant quelques débris de roches d'épanchement apparaissent sur les pentes du Grand Gbogboti. L'échan-

tillon EE 43 est une roche gris-vert à phénocristaux de feldspath blanchis, avec un cortex d'altération ocre-brun de quelques millimètres d'épaisseur. En lame mince, les phénocristaux, qui atteignent 3 mm de dimension principale, sont inclus dans une pâte orientée de microlithes de plagioclases, de baguettes et de plages plus ou moins fibreuses de hornblende verte, de chlorite associée à un peu d'épidote et de quartz. Il s'agit d'une roche d'épanchement de type andésite.

2 LES MINÉRAIS OXYDÉS.

Au sommet des collines, les minerais en place n'atteignent jamais de fortes teneurs. Ils affleurent en gros rochers dénudés, atteignant 4 à 5 m de hauteur au sommet du Petit Gbogboti. Ce sont des minerais tachetés, partiellement oxydés, à passées stériles lessivées où ne subsiste que la matrice de quartz avec des cavités polyédriques correspondant aux anciens grenats. L'échantillon EE 9 est représentatif de ces minerais : la partie centrale comporte des lits de 1/2 et 1 cm d'épaisseur, gris blanchâtre, siliceux, compacts, peu altérés, parcourus de veinules d'oxydes de manganèse. De part et d'autre, des zones finement litées sont entièrement oxydées, puis on passe à un minerai tacheté avec des nodules noir violacé durs dans une matrice siliceuse blanche, poreuse, localement friable. Les taches oxydées, allongées ou arrondies et plus ou moins coalescentes, peuvent souligner le litage (EE 14) ou se développer le long de fissures transverses remplies d'oxydes (EE 10). Les principaux minéraux secondaires sont le cryptomélane et la lithiophorite.

A côté de ces minerais en place, de faciès relativement homogène, des minerais détritiques, de faciès très variés, sont rencontrés sur les flancs des deux collines et dans les matériaux remaniés de l'amont du haut-glacis qui s'étend à leur pied. Ces minerais ne forment nulle part des amas importants. Ce sont des blocs disséminés en bas de pente, et des cailloux et graviers formant des pellicules discontinues sur les flancs des collines, ou accompagnant des blocs dans les horizons argileux rouges gravillonnaires et les cuirasses du haut-glacis.

Trois catégories peuvent être distinguées :

Des minerais détritiques pauvres lessivés.

Ces minerais sont assez semblables aux minerais en place sur la crête des collines mais la plus grande partie du manganèse a disparu. Les échantillons prélevés à la surface du sol, dans la partie inférieure de la pente ouest du Grand Gbogboti sont de bons exemples. EE 29a montre en lame mince des fantômes de grenats de 0,1 à 0,4 mm de diamètre dans une matrice quartzreuse recristallisée en plages à grains allongés dont l'orientation suit le pourtour des grenats, en poches irrégulières à gros grain et en veinules sinueuses. A côté de quelques grenats transformés en polyèdres opaques d'oxyde de manganèse et de rares grenats peu altérés, on observe le plus souvent des cavités frangées d'un peu d'oxyde de manganèse. Dans quelques cas, des lambeaux de grenat peu altéré subsistent dans les cavités, pouvant former une mince couronne continue, ce qui correspond vraisemblablement à une oxydation du cœur du grenat, suivie d'un lessivage. EE 29b comporte des petits grenats de 0,1 mm de diamètre, cimentés par des oxydes de manganèse et du quartz, légèrement mouchetés d'oxydes ou corrodés à leur périphérie. A côté de ces grenats peu transformés, on observe beaucoup de cavités, avec parfois des restes pulvérulents de grenats. Ces observations sont également faites à la binoculaire sur l'échantillon brut et ne peuvent donc correspondre à des arrachements au cours du polissage. D'ailleurs par simple trempage, l'échantillon absorbe de l'ordre de 20 % de son volume d'eau. EE 29c montre des plages où ne subsiste que du quartz légèrement sali par des oxydes de manganèse et de fer, autour de cavités polyédriques correspondant à d'anciens grenats. Des grenats frais subsistent dans des lits où le ciment est formé d'oxydes de manganèse.

En plus, des minerais qui ont subi un lessivage intense, on trouve, notamment dans la tranchée n° 15 et à proximité, des blocs de minerai tacheté avec simplement une ségrégation plus nette entre les passées oxydées et les passées siliceuses claires, contenant parfois des nodules de la taille du poing, assez riches. Un de ces nodules (EE 15) montre des petits grenats, localement dans une matrice de quartz, ailleurs dans une matrice de cryptomélane où apparaît, à la dimension du cen-

timètre, un début d'organisation concrétionnée concentrique. Tantôt les grenats sont sains, tantôt leur cœur est oxydé ou creux. Les grenats les plus frais sont dans les plages cimentées par l'oxyde de manganèse, qui paraît avoir remplacé le quartz.

Ces différents minerais, provenant de quartzite à grenats plus ou moins oxydés, montrent qu'à côté de la transformation sur places des silicates en oxydes, des apports et des départs de manganèse ont lieu. Le lessivage concerne soit des grenats sains, soit des grenats partiellement ou complètement oxydés, mais il est limité lorsque le ciment siliceux a été préalablement épigénisé par des oxydes de manganèse, la transformation du ciment pouvant s'être effectuée avant l'oxydation des grenats.

Des minerais détritiques riches.

Ces minerais sont principalement rencontrés au pied sud des collines, à l'amont du haut-glacis, faisant suite aux débris de minerai tachetés des bas de pente, notamment dans les tranchées 11, 13 et 13 bis où ils sont associés à des matériaux gravillonnaires, éventuellement cimentés en carapace ferrugineuse. Ce sont des cailloux et des blocs, jusqu'à 50 cm de dimension principale, qui peuvent affleurer en surface. Certains blocs ont un litage net, avec quelques fines passées stériles ou non oxydées. D'autres sont entièrement oxydés et ne conservent que des traces grossières du litage initial. Des plages massives ou concrétionnées et des nids de pyrolusite bien cristallisée apparaissent, ainsi que des alvéoles partiellement remplies d'argile rouge ou de wads. Les teneurs de manganèse sont fortes (48 % pour EE 26). Ces blocs peuvent être entourés d'un cortex pauvre, friable, noir mat, de quelques millimètres d'épaisseur. On a donc des minerais analogues aux minerais de démantèlement des lentilles riches de Mokta. Ils témoignent de l'existence antérieure de parties enrichies des bancs minéralisés de l'arête des collines. Si l'on admet que ces dernières, après les premières étapes de dissection des cuirasses ferrugineuses intermédiaires, comportaient des altérites épaisses au sein desquelles le fauchage entraînait une diminution progressive des pendages des bancs de minerai, la situation des blocs riches sur le piémont sud, à 100 ou 200 m du pied actuel des collines s'explique. En effet cette situation correspond au flanc des collines vers lequel les bancs minéralisés, dont le pendage en profondeur est N-NW, étaient déversés, et au pied des collines lorsqu'elles étaient plus hautes et plus larges.

Des minerais secondaires concrétionnés.

Au pied du Grand Gbogboti et dans la partie inférieure des pentes, au nord-ouest et au sud-ouest, se trouvent de nombreux débris de minerai entièrement concrétionné, généralement de petite taille, avec toutefois quelques blocs de 20 à 30 cm de dimension principale, mêlés à des débris de minerai pauvre tacheté. Ces minerais présentent des faciès analogues à ceux des cuirasses de manganèse de Mokta, avec des structures alvéolaires et de fines « pelures d'oignon » concentriques ou des rognons compacts isolant des poches d'argile rouge et ocre. La présence de faciès concrétionnés ne suffit pas en soi, à prouver l'existence antérieure de cuirasses de manganèse très étendues (nous avons vu que ces faciès sont rencontrés en poches dans les lentilles de Mokta). Mais la localisation assez étroite des débris, concentrés sur certaines portions des flancs des collines, le fait qu'on ne les rencontre pas dans la partie supérieure des pentes, la présence de résidus d'argile tachetée, rendent probable un démantèlement de concentrations secondaires distinctes des bancs interstratifiés et formées dans des sols profonds d'un ancien bas de pente.

3 CONCLUSION.

Le gisement de Borumba, sans valeur économique, avec quelques dizaines de milliers de tonnes de minerai pauvre tacheté au sommet des collines et un tonnage beaucoup plus faible de minerai riche dispersé sur les piémonts, est cependant digne d'intérêt. En effet toute la gamme des faciès de minerais superficiels est présente. Mais les minerais de démantèlement aussi bien que les minerais concrétionnés apparaissent comme les derniers débris d'accumulations aujourd'hui disparues, qu'il faut imaginer dans les parties manquantes d'un relief ancien, au sommet et sur le pourtour des

collines actuelles. Or l'analyse régionale du modelé (voir D, I, c) et quelques débris de cuirasse ferrugineuse à faciès pseudo-gravillonnaire, permettent de considérer les collines de Borumba, à crête étroite, à flancs raides, dominant le Haut-glacis, comme des reliefs issus d'anciens témoins de cuirasse intermédiaire. Enrichissement de bancs interstratifiés, formation d'amas de blocs et de cuirasses, sans pouvoir préciser l'ampleur de ces phénomènes, nous constatons qu'ils ont eu lieu à Borumba au cours d'une période qui précède la séquence de dissection profonde menant à la mise en place du Haut-glacis.

Ainsi, un gisement aujourd'hui pauvre semble avoir été beaucoup plus riche lorsque le modelé portait encore la marque des aplanissements intermédiaires. Le stock de minerai oxydé accumulé à cette époque a été dispersé au cours du Quaternaire.

b Le petit gisement de Naniango.

Le gisement de Naniango (fig. 72) est situé à une quinzaine de kilomètres de la ville de Bondoukou, au sud du massif du même nom, à environ 2 km du confluent des rivières Baya et Djelé. Il occupe une petite colline de hauteur relative 40 m et se prolonge au sud-ouest de celle-ci, dans un bas-pays où subsistent des lambeaux cuirassés de Haut-glacis, d'altitude 310 m.

Nous avons vu (D, I, b, 2) qu'à la périphérie de l'éperon sud du massif de Bondoukou, des aplanissements intermédiaires cuirassés s'étaient formés. Des témoins subsistent, au nord-ouest près de Sapia et au nord-est entre Bidio et Koufo (fig. 41). La colline de Naniango, 1 km au sud de cet éperon, représenterait un témoin décapé d'un de ces aplanissements cuirassés. Des blocs de cuirasse intermédiaire, remaniés dans les matériaux du Haut-glacis, sont d'ailleurs rencontrés à proximité. Le confluent Djelé-Baya est la zone la plus déprimée de la périphérie du massif de Bondoukou, la dissection récente ayant été assez vive.

Comme à Borumba les minerais de la colline de Naniango sont des quartzites à grenats, partiellement oxydés, dont les teneurs de manganèse restent faibles et les teneurs de silice fortes. Ils sont associés à des schistes sériciteux et à des amphibolites à cristallisation très fine, dont certains faciès donnent sur les pentes de la colline de nombreux cailloux anguleux, gris noir, d'aspect homogène, qui semblent avoir été inclus parmi les « quartzites stériles » dans les descriptions du gisement. D'autres amphibolites sont présentes de part et d'autre de l'horizon manganésifère.

On ne rencontre pas de débris de minerai bien oxydés sinon quelques graviers dans les cuirasses ferrugineuses du Haut-glacis. La colline de Naniango correspondrait à un gisement ayant atteint un stade de démantèlement encore plus avancé que celui du gisement de Borumba.

c L'indice de Sapia.

Au N-NE de Sapia, en bordure de la vallée du Djelé près du coude qu'elle forme à la sortie du massif de Bondoukou, un petit indice de manganèse est situé au pied d'un plateau-témoin de cuirasse bauxitique. Les « réserves » estimées ne dépassent pas 600 tonnes (ZANONE, 1964).

Une tranchée, sur un replat dominant d'une trentaine de mètres le lit du Djelé, recoupe une cuirasse ferrugineuse et légèrement manganésifère de Haut-glacis, sous un horizon meuble de 20 à 60 cm d'épaisseur. Elle se poursuit par quelques mètres de galerie pénétrant le flanc du plateau. Sous la cuirasse du replat et dans la galerie on observe des schistes sériciteux altérés et des lentilles de quartzite avec quelques passées légèrement manganésifères. Deux autres tranchées sont implantées à une altitude légèrement supérieure, sur les versants d'un ravin, et ne recoupent que des sols argileux rouges. Dans la cuirasse du replat et dans ces sols on trouve des rognons et des débris d'assez beau minerai oxydé, certains avec des traces de structure litée et quelques fines passées stériles, d'autres sans trace de structure litée, comme EE 52, alvéolaire, englobant de petites poches d'argile ocre, ou

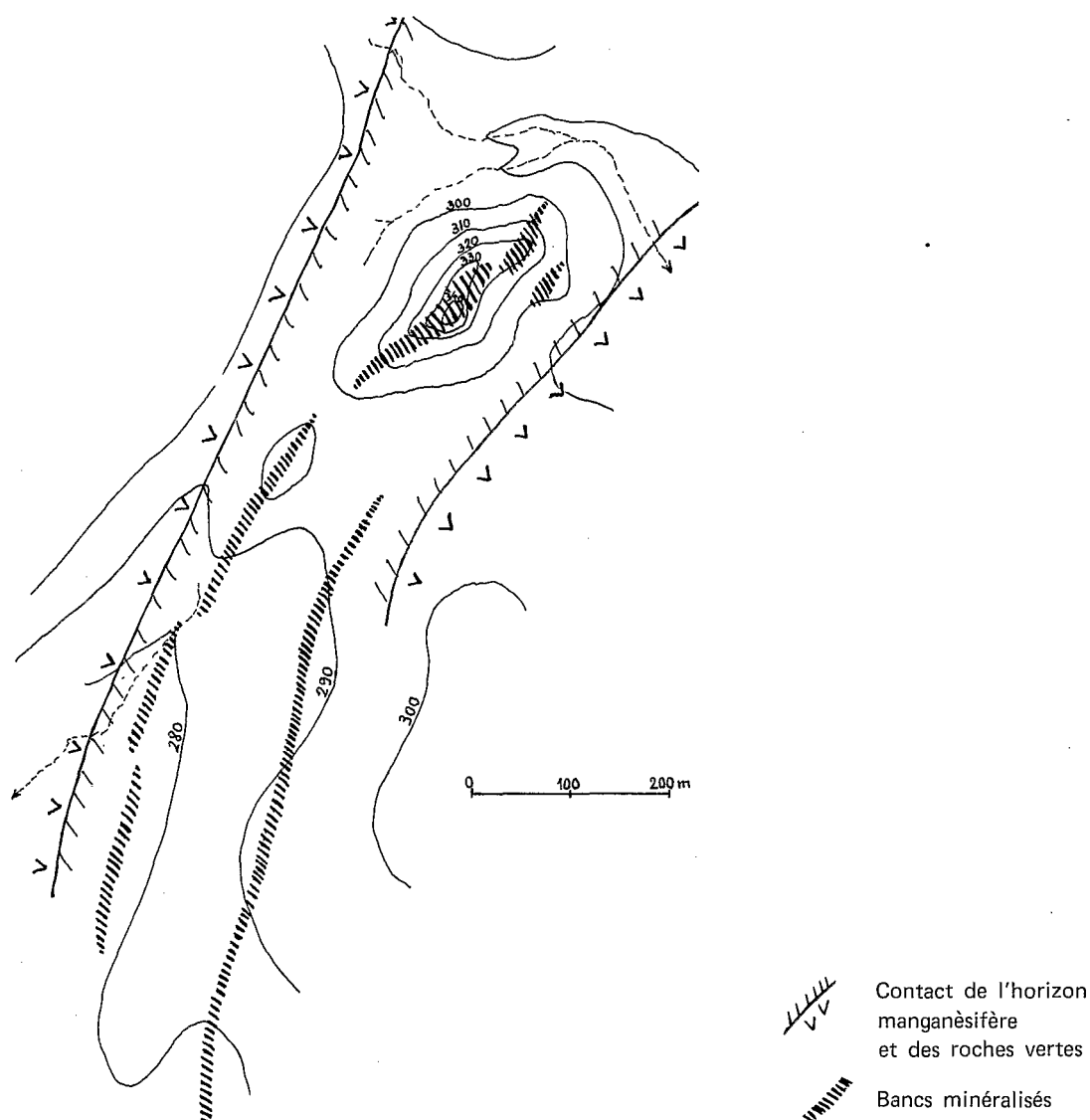


FIG. 72. — Naniango. (d'après Sonnendrücker, 1959).

EE 50, massif englobant des gros quartz fissurés envahis par des veinules d'oxyde de manganèse. Sur les versants du ravin, entre les deux tranchées, des cailloux de minerai concrétionné apparaissent en surface ainsi qu'un bloc de 60 cm de dimension principale.

Il n'y a donc pas à proprement parler de protore mais des débris de minerai relativement riche. Or plusieurs constatations peuvent être faites :

- si l'altitude est faible, de l'ordre de 360 m pour la tranchée du replat cuirassé et l'embryon de galerie, nous avons vu qu'à l'époque du cuirassement intermédiaire, la vallée du Djelé, à la sortie du massif, représentait la partie la plus déprimée de toute la périphérie de celui-ci. Les témoins de cuirasse intermédiaire de Sapia ont d'ailleurs des altitudes qui décroissent du sud au nord de 470 à 420 m. Près du coude du Djelé la dénivellation entre les aplanissements intermédiaires et le Haut-glacis est faible.

- des deux autres tranchées, la plus élevée est celle où les débris de minerai oxydé noyés dans l'argile rouge sont les plus nombreux.
- en montant vers cette tranchée, on trouve des blocs de cuirasse ferrugineuse pseudo-gravillonnaire très dense.

Tout concourt, une fois de plus, pour établir une liaison entre les aplanissements cuirassés intermédiaires et les minerais de manganèse enrichis. Ceux-ci apparaissent dans une zone où la dissection n'a pas été très forte depuis la période du cuirassement intermédiaire, à quelques dizaines de mètres sous le niveau des anciens aplanissements cuirassés.

d Le gisement de Dassoumbélé (fig. 49).

Trois gisements se succèdent le long d'un même horizon manganésifère dans la région de Korhogo : Dassoumbélé, Lagnokaha, Lopin. Tous trois appartiennent à un même contexte géologique et géomorphologique. Seul le premier sera présenté, les conclusions de son étude étant applicables aux autres.

Le gisement de Dassoumbélé est situé à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de Korhogo, dans une région de savane. Deux plateaux-témoins de Haut-glacis sont dominés, dans leur partie centrale par des croupes basses d'une vingtaine de mètres de hauteur relative, allongées nord-sud, où les bancs manganésifères affleurent. Le Moyen-glacis, dont l'aval est cuirassé, s'étend en périphérie des plateaux. Seuls des débris de cuirasse ferrugineuse ancienne, cimentés dans les cuirasses de Haut-glacis, témoignent de l'existence antérieure, dans la région, d'aplanissements cuirassés intermédiaires.

Les gisements de Dassoumbélé et de Lagnokaha, découverts et étudiés par M. ARNOULD ne comportent que des minerais pauvres siliceux mais les tonnages sont importants : plus de 3 millions de tonnes à environ 20 % de Mn à Dassoumbélé ; 1 million de tonnes à 35 % de manganèse à Lagnokaha (ARNOULD, 1954).

1 MINÉRALISATIONS PRIMAIRES.

Les minerais primaires sont des bancs de quartzite à grenat spessartine redressés, interstratifiés dans des schistes métamorphiques. Ceux-ci sont très altérés et dans les tranchées (dont le fond est comblé par des éboulements), jusqu'à 6 m de profondeur, on n'observe que des argiles d'altération brun-rouge ou bariolées avec localement des alternances de lits micacés et de lits de quartz et de feldspath kaolinisé. ARNOULD (1954) a observé des schistes tuffacés embréchitisés aux épontes des minerais, et des leptynites embréchitisées dans l'environnement du gisement. Les granites de Korhogo apparaissent à environ 3 km à l'est de celui-ci.

Si les grenats n'ont qu'un diamètre de 50 microns dans certains échantillons, ils sont en général de plus grande taille que dans les gisements précédemment étudiés, parfois visibles à l'œil nu, atteignant 1 mm de diamètre (et même 3 mm à Lagnokaha où l'on observe de véritables grenatites).

Les bancs, ou les lentilles très allongées, se relaient pour former un faisceau continu sur plusieurs kilomètres, la puissance cumulée dépassant localement une trentaine de mètres. Des gisements de manganèse de Côte d'Ivoire, Dassoumbélé est celui qui a le plus gros protore.

2 LES MINERAIS OXYDÉS.

Les minerais en place ne montrent pas d'enrichissement important. Plus ou moins oxydés, ils gardent de fortes teneurs en silice. Prélevé en surface, l'échantillon NN 22, finement lité, est constitué d'une mosaïque de grains de quartz englobant de nombreux grenats dont le diamètre ne dépasse guère 50 microns, avec des passées colorées en brun par du fer. Le litage est souligné par l'oxydation. Les oxydes de manganèse apparaissent sur le pourtour des grenats, envahissent les joints

intergranulaires puis l'ensemble de la roche, formant de minces lits opaques. Dans ces lits subsistent des lambeaux de minéraux micacés indéterminables. Il est vraisemblable qu'une partie des oxydes de manganèse a été importée, pénétrant dans la roche le long de lits micacés, plus favorables à la circulation des solutions. Prélevé dans la tranchée n° 2, la plus profonde, l'échantillon NN 12 est un quartzite à grenats très peu altéré. Les grenats ont un diamètre de l'ordre d'un dixième de millimètre. Selon les lits ils sont isolés dans la matrice siliceuse, ou jointifs, formant l'essentiel de la roche. La matrice comporte à côté du quartz, des plages allongées d'un minéral à clivage fin, à mâcles répétées, à extinction légèrement oblique, avec une concentration plus forte dans ou en bordure de certains lits. Une face de l'échantillon correspond à un de ces lits et montre de petites plages micacées brillantes très dures. Il s'agirait d'un chloritoïde (ARNOULD a signalé des amphiboles dans les quartzites minéralisés de Lagnokaha).

La répartition des zones bien ou peu oxydées ne suit apparemment pas de règles très précises, la plus grande profondeur, dans la tranche de quelques mètres d'épaisseur où les observations ont été faites, n'étant pas toujours un critère de moindre oxydation. Des conditions de structure du minerai primaire (compacité, taille des grains...) interviennent vraisemblablement pour une part importante dans le détail de la répartition de ces zones. Dans l'ensemble, ARNOULD, qui a observé certains bancs jusqu'à 15 m de profondeur, note que les teneurs d'oxyde de manganèse diminuent vers le bas tandis que les teneurs de silice augmentent.

Des minerais détritiques apparaissent dans les premiers mètres des sols, de part et d'autre du faisceau minéralisé. L'échantillon NN 14, prélevé en surface près de la tranchée n° 2, est un caillou de minerai oxydé assez riche, avec une partie litée et une partie où les oxydes de manganèse sont concrétionnés, englobant des résidus de quartz et des poches d'argile rouge. Le plus souvent ces débris de minerai sont de petite taille. Les cuirasses du haut-glacis à la périphérie des croupes minéralisées en contiennent de grandes quantités. On a ainsi des cuirasses bréchiques constituées de graviers de minerai, anguleux ou légèrement arrondis, généralement entourés de fins cortex pauvres, et cimentés dans une matrice ferrugineuse. Les cortex pauvres peuvent s'épaissir et l'on passe à des pisolithes à structure concentrique autour d'un petit nucleus de minerai, avec des couches alternées plus riches en fer et plus riches en manganèse (NN 16a : 12,7 % de MnO_2). Si les graviers de minerai cimentés dans les cuirasses ferrugineuses du haut-glacis peuvent être siliceux (NN 16b : 10,3 % de MnO_2), ils ne comportent généralement pas de grenats frais et sont souvent constitués essentiellement d'oxydes de manganèse. Ils proviennent alors de minerais nettement plus riches que les minerais en place observés dans les tranchées. Le fait que l'on trouve des graviers de minerai jusqu'aux extrémités des plateaux cuirassés (notamment au sud-ouest du plateau nord), à plus de 500 m des bancs interstratifiés, rend d'ailleurs probable l'existence de buttes plus élevées que les croupes actuelles, lors de l'épandage de ces débris, au moment de la formation du Haut-glacis.

3 CONCLUSION.

A Dassoumbélé comme à Borumba, on peut donc admettre, qu'avant la période du Haut-glacis, la partie supérieure du gisement comportait des minerais enrichis, aujourd'hui démantelés. On n'observe plus que la racine d'un gisement oxydé, qui pouvait être assez important à la fin du Tertiaire.

A Dassoumbélé, le démantèlement a été plus complet qu'à Borumba et l'on ne trouve pas de gros blocs de beau minerai lité, ni de nombreux débris de minerai concrétionné : ce sont essentiellement des graviers qui subsistent, cimentés dans les cuirasses du Haut-glacis. Cela est en accord avec la faible hauteur relative des collines minéralisées au-dessus du Haut-glacis et avec le fait que ce dernier, encore largement étendu à Borumba, est transformé en plateaux-témoins d'extension limitée à Dassoumbélé ; dans la région de Korhogo, la dissection au cours du Quaternaire a été plus forte que dans celle de Bondoukou.

Toutefois la différence entre l'altitude relative des croupes minéralisées de Dassoumbélé, une vingtaine de mètres, et celle des collines de Borumba, près de 100 m, ne s'explique pas seulement par

une dissection quaternaire plus forte. Nous avons vu que la dénivellation entre les aplanissements intermédiaires et le Haut-glacis est faible au nord de la Haute-Volta, et diminue probablement dès le nord de la Côte d'Ivoire (voir D, III, c). Une plus faible dénivellation à Dassoumblé qu'à Borumba est d'autant plus probable que les débris de cuirasse ferrugineuse intermédiaire sont plus nombreux dans les cuirasses des hauts-glacis de Dassoumblé qu'en périphérie des collines de Borumba. Elle rendrait compte du fait que les minerais partiellement oxydés s'observent dans le premier cas sur une quinzaine de mètres de profondeur au sommet des croupes (ARNOULD, 1954) c'est-à-dire pratiquement jusqu'à l'altitude du Haut-glacis, tandis que dans le second cas, ces minerais sont localisés au sommet de collines sur les flancs desquelles on observe des quartzites à peu près sains, à une altitude supérieure de plusieurs dizaines de mètres à celle du Haut-glacis.

Quoi qu'il en soit, Dassoumblé est un gisement où un stock de minerai oxydé, accumulé avant la formation du Haut-glacis, a été dispersé au cours du Quaternaire.

e L'indice de Brahéri (fig. 26 et 27).

L'indice de Brahéri est situé à une vingtaine de kilomètres au nord-est du gisement de Mokta, en région forestière, et appartient au même horizon manganésifère.

Nous avons vu que les collines de Brahéri gardent la trace des aplanissements intermédiaires, notamment la colline la plus haute, cotée 132 m, au sommet de laquelle un lambeau de cuirasse ferrugineuse intermédiaire subsiste en place. Le Haut-glacis est absent dans l'environnement immédiat de Brahéri et n'apparaît qu'à 7 km, en bordure de la vallée du Boubo. Il domine d'une trentaine de mètres le lit de ce dernier, coté 18 m au pont de Babokon Dioula. En revanche, à proximité de Brahéri, des carapaces ferrugineuses et légèrement manganésifères, que l'on peut attribuer au Moyen-glacis, sont présentes dans les berges des marigots ou dessinent des auréoles en forme de fer à cheval à la périphérie de leur source.

Le village de Brahéri est construit sur un plateau étroit, incliné vers l'W-SW et séparé par un col du flanc le moins raide de la colline cotée 132 m (fig. 27). De gros blocs de cuirasse bréchique, à débris de cuirasse ferrugineuse compacte et de schiste ferruginisé dans un ciment manganésifère, apparaissent sur ce plateau. Avant les périodes de dissection qui ont encaissé les marigots, le plateau appartenait vraisemblablement à un versant de la colline, à pente régulière de 10 à 15 %. Le modelé devait être alors assez proche de celui de la zone sommitale de la chaîne de Mokta, où des versants analogues rejoignent le sommet des croupes gravillonnaires à des bas-fonds situés vers 90-100 m d'altitude. Toutefois la transformation de la cuirasse intermédiaire en croupe gravillonnaire n'était pas achevée à Brahéri.

Les minéralisations comportent des quartzites faiblement manganésifères, interstratifiés dans des schistes sériciteux et tuffacés, fréquemment carbonés, qui affleurent dans les incisions. Dans ces quartzites le manganèse est plus souvent sous forme d'oxydes diffus que de grenats.

Des minerais enrichis et des concentrations secondaires d'oxydes, sans atteindre de fortes teneurs, se trouvent en blocs sur les pentes de la colline cotée 132 m et dans la cuirasse démantelée du plateau d'altitude 100 m, où le ciment manganésifère présente localement une structure concrétionnée. On trouve également quelques petits débris de minerai oxydé dans la cuirasse de Haut-glacis qui domine la vallée du Boubo. La partie supérieure de cette cuirasse est d'ailleurs légèrement manganésifère, avec une structure à tendance pisolithique. Enfin des oxydes de manganèse diffus sont rencontrés dans les carapaces de Moyen-glacis, à une teneur de 6 % de MnO_2 (SS 98, SS 99).

Si rien ne permet de penser que les indices de Brahéri aient pu correspondre dans le passé à un gisement important, il n'en reste pas moins que les minerais enrichis sont d'abord associés à ce qui subsiste des formes de relief issues de la première étape d'évolution des aplanissements cuirassés intermédiaires, avant la mise en place du Haut-glacis. Sur les versants des croupes de Mokta, se sont formées des cuirasses de manganèse puissantes englobant quelques débris de cuirasse ferrugineuse in-

termédiaire ou de minerai de démantèlement. Sur les témoins des anciens versants de la cote 132 de Brahéri, les oxydes de manganèse ne sont observés qu'en passées plus ou moins riches dans une cuirasse bréchique où les débris de cuirasse ferrugineuse dominent. Dans les cuirasses plus récentes des systèmes de glaciaires, le manganèse est dispersé dans des oxydes de fer et des argiles ferrugineuses, comme à Mokta.

IV LES GISEMENTS ET INDICES ASSOCIÉS A D'AUTRES APLANISSEMENTS QUE LES APLANISSEMENTS INTERMÉDIAIRES

Les grands gisements et de nombreux indices se sont révélés associés plus ou moins directement aux aplanissements intermédiaires. Après la mise en place de ces derniers, les horizons manganésifères ont connu une période d'accumulation de minerais oxydés enrichis (minerais de lentille, de démantèlement, de cuirasse) et l'état actuel des gisements et indices jusqu'ici décrits correspond principalement à l'évolution du stock constitué à cette époque, plus ou moins bien conservé au cours des étapes de la morphogenèse quaternaire. C'est principalement sous des climats humides, dans un manteau d'altérites kaoliniques épaisses et de sols ferrallitiques gravillonnaires, issus des profils intermédiaires, que cette accumulation de minerai enrichi s'est faite.

Mais à d'autres époques, des altérites kaoliniques se sont formées, que l'on retrouve, associées à d'autres aplanissements, comme la surface bauxitique ou le système des hauts-glaciaires. On peut donc s'attendre à trouver là des accumulations de minerais oxydés. De fait, divers gisements et indices sont associés à ces aplanissements. Ce sont toutefois toujours des gisements sans intérêt économique ou des indices mineurs. Quelques exemples seront rapidement présentés.

a L'indice de Koufo.

Koufo est situé à l'est de Bondoukou près de Sapia. L'indice consiste en bancs minéralisés de faible extension et en blocs sur le flanc d'un bowal bauxitique, dans le haut de la pente. A quelques dizaines de mètres en contre-bas du rebord de la cuirasse, vers la base des altérites de la surface bauxitique, des tranchées recoupent des bancs d'assez beau minerai oxydé. D'après SOULÉ DE LAFONT (1956) qui a découvert l'indice et fait creuser les tranchées, le minerai de la tranchée n° 2, « massif en surface, se bloque à 3,90 m. Plus bas la coupe ne montre que des rognons prenant naissance dans des schistes blanchâtres intercalés de jaspes, puis des schistes non minéralisés ». Dans cette tranchée un banc supérieur massif, de 1,50 m de puissance, a un pendage de 30 à 40° tandis qu'un banc inférieur à litage net, avec des passées schisteuses stériles, est plus redressé. On aurait là le résultat d'un fauchage, antérieur à la formation du versant raide actuel qui aurait recoupé la partie déversée du banc inférieur. La teneur de manganèse atteint 49 % pour l'échantillon EE 46 du banc supérieur, constitué essentiellement de cryptomélane à fantômes de grenat et d'un peu de lithiophorite (ou de chalcophanite).

En contrebas des bancs minéralisés, la pente est parsemée de blocs de minerai éboulés, mêlés de quelques blocs de cuirasse alumino-ferrugineuse pisolitique. Les faciès de minerai concrétionné

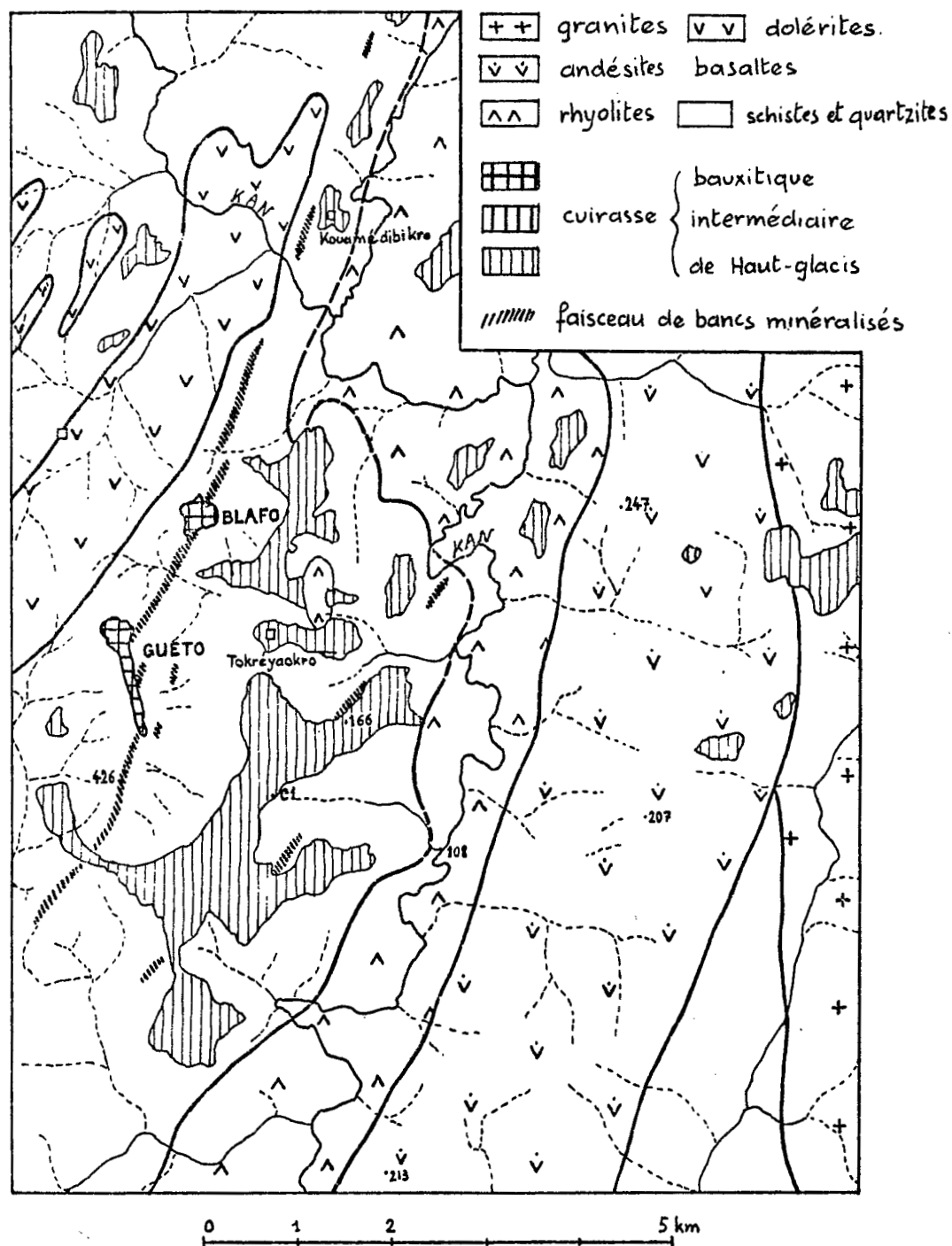


FIG. 73. — Blafo-Guêto.

sont absents et seuls, quelques petits rognons scoriacés trouvés dans les horizons argileux superficiels du sol apparaissent comme des formations secondaires résultant du piégeage de manganèse lessivé.

Une oxydation et un enrichissement des bancs minéralisés interstratifiés ont donc eu lieu au cours de la formation des altérites de la surface bauxitique. Le versant du plateau recoupe ces bancs, permettant leur affleurement, mais sans que l'on puisse savoir quelle était la hauteur initiale du minerai oxydé. Les blocs de démantèlement montrent en tout cas qu'elle était supérieure aux quelques mètres d'enracinement actuel. Ces blocs proviennent d'une action mécanique d'ablation. Ils ne sont pas regroupés en amas sur les têtes des bancs mais dispersés dans les horizons supérieurs et à la surface du sol, en contrebas des affleurements.

b Les indices du Blafo-Guétó (fig. 11 et 12).

Les indices du Blafo-Guétó sont situés dans la région de savane à îlots forestiers déterminée par l'indentation vers le sud de la limite forêt-savane, le long des fleuves Bandama et Nzi, près de leur confluent.

Un faisceau de bancs schisteux minéralisés affleure sur les flancs du Guétó et du Blafo, grandes collines coiffées de cuirasse bauxitique, et se poursuit vers le nord-est sur la petite colline qui prolonge le Blafo puis sur les collines de Kouamé-Dibikro, au-delà de la vallée du Kan (fig. 73).

Un autre faisceau, moins important et formé de quartzites minéralisés, traverse la partie médiane du haut-glacis du Guétó, affleurant dans les incisions des affluents du Kan et sur une petite butte résiduelle qui domine le glacis d'une dizaine de mètres.

1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE.

Le contexte géologique diffère du contexte habituel des horizons manganésifères par l'importance des roches d'épanchement acides. En effet, si les dolérites forment les collines et les bas-fonds à l'ouest et au nord du Guétó et du Blafo, si des andésites et des basaltes forment à l'est un massif allongé selon la direction birrimienne, des rhyolites sont observées en bordure de l'horizon manganésifère, tout le long de la vallée du Kan puis de celle du Kplaya, formant le fond du lit des rivières, le substratum de certaines cuirasses de Haut-glacis ou des collines qui dominent ce dernier.

De plus, à côté des quartzites minéralisés du second faisceau, des quartzites jaspoides blancs stériles ou des quartzites gris ou noir à très faible teneur de manganèse dispersé en fines mouchetures d'oxydes, forment de gros bancs que l'on peut suivre sur des centaines de mètres notamment sur le flanc est du Blafo, au pied de la petite colline qui le prolonge au nord et au sommet des collines de Kouamé-Dibikro, ainsi que sur le flanc ouest du Blafo, de l'éperon coté 426 m au sud du Guétó et de la colline cotée 274 m.

Enfin les schistes sériciteux stériles qui forment les épontes des bancs minéralisés ont l'aspect de véritables cinérites acides, en bancs homogènes ou à intercalations de petits lits ferrugineux, de couleur rose ou mauve à orangé. Les lames minces montrent parfois, dispersés dans le feutrage de fines lamelles de séricite et de très petits grains de quartz, des grains de quartz plus gros, corrodés en alvéoles et en doigts de gant, comme les quartz des rhyolites.

A l'ouest le métamorphisme est faible. Les dolérites à structure ophitique montrent des plages de pyroxènes bien conservés (légèrement ouralitisés) autour desquelles se localisent des baguettes de plagioclases (CS 17). Les schistes sériciteux et les quartzites sont à grain très fin (10-20 microns). Ils peuvent toutefois contenir de petites aiguilles de tourmaline. A l'est, direction dans laquelle on se rapproche des granites qui bordent le massif d'andésites et de basaltes, les quartzites comportent fréquemment des plages recristallisées en grains de plusieurs dixièmes de millimètres. Un chloritoïde (ottrélite) apparaît souvent en baguettes isolées, en gerbes ou en rosettes. L'échantillon CS 85, par

exemple, est formé de sphérules radiées de ce chloritoïde, de 3 à 4 millimètres de diamètre, localement jointives, dans une matrice de quartz en petits grains de 20 à 50 microns avec un peu de séricite. Les rhyolites, sans qu'il soit facile de faire la part du métamorphisme et de l'altération, prennent un aspect orienté à schisteux. La pâte est transformée en amas flexueux ou en filaments anastomosés de muscovite ferrifère et de chlorite associés à du quartz ; la séricite, la chlorite et l'épidote apparaissent dans les phénocristaux de feldspath, plus ou moins envahis par des oxydes opaques. Ces phénocristaux ne se distinguent parfois de la pâte que par la taille et la proportion des minéraux constituants, la composition minéralogique étant la même.

2 MINÉRALISATIONS PRIMAIRES.

Les minerais du faisceau de schistes manganésifères du Guéto, du Blafo et des collines de leurs prolongements nord et sud, sont analogues tout le long des versants (en dehors de la zone sommitale des deux collines principales), sur plus de 200 m de dénivellation. Ces versants, lorsque les cuirasses de pente sont absentes, ne portent que des sols peu épais, à nombreux débris remaniés de roches, à travers lesquels les bancs minéralisés affleurent, formant localement des barres en relief, de quelques mètres de hauteur. Il est ainsi vraisemblable que la structure et la composition de ces bancs doivent peu de chose à l'altération météorique. Le minerai est constitué de schistes sériciteux imprégnés par des oxydes de fer et de manganèse. On peut observer un réseau de filaments opaques de goethite brune et d'oxydes de manganèse laissant subsister des petits grains de quartz, des paillettes de séricite et quelques baguettes de tourmaline (CS 61). Plus souvent, on a des schistes compacts à cassure brune, durcis par les oxydes de fer, avec des oxydes de manganèse localisés dans des diaclases et en bordure de celles-ci. L'imprégnation ferrugineuse a progressé le long des mêmes diaclases, déterminant des formes noduleuses entre lesquelles subsiste un matériau sériciteux tendre, correspondant au schiste initial altéré (CS 24b). En général les bancs présentent une surface mamelonnée ; ou bien des sortes de poupées sont accolées à ces bancs, comme si des bouffées de solution ferrugineuse et manganésifère avaient pénétré dans les épontes, progressant le long de lignes de moindre résistance (diaclasses, joints de stratification). Les poupées, dégagées par altération différentielle, ont une surface où ces lignes initiales de moindre résistance apparaissent en léger relief, les joints de stratification dessinant des courbes de niveau sur les boursouflures successives (CS 66). La limite est généralement franche entre les passées ferrugineuses et manganésifères mais, dans ces dernières, les oxydes ne sont concentrés que dans de petits amas ou des filonnets compacts à éclat métallique, qui peuvent pénétrer dans les passées ferrugineuses. Sinon les teneurs restent faibles et la cassure est noire mate. Les teneurs du fer peuvent être supérieures à celles du manganèse. Ces dernières ne dépassent que rarement 20 % et sont souvent bien plus faibles (CS 59 : 6 % MnO_2 , 24,1 % Fe_2O_3 ; CS 61 : 3,4 % MnO_2 , 59,8 % Fe_2O_3).

Contrairement aux minerais des gisements et indices précédents, les minerais du faisceau du Guéto et du Blafo sont donc des minerais où le manganèse est d'une part sous forme d'oxydes et où il est d'autre part subordonné au fer. De plus, même si une part doit être faite à des remobilisations sous l'action des agents météoriques, ces minerais apparaissent comme des minerais primaires formés par imprégnation de sédiments, après leur dépôt, à un stade d'évolution où ils étaient déjà consolidés et diaclasés. Dans ce cas, le caractère volcano-sédimentaire ne correspondrait pas à une préconcentration dans des roches volcaniques mais à des émanations de solutions minéralisantes : une origine exhalative peut être envisagée. Il faudrait toutefois une étude plus détaillée pour la confirmer, en particulier la détermination de l'ordre de mise en place des divers types de roches volcaniques, basiques et acides.

Le second faisceau minéralisé, situé sur le piémont du Guéto, comporte des quartzites de teinte rose à rouge sang ou brun rouge. En lame mince, ces quartzites se révèlent piquetés de très petits grains d'hématite, qui peuvent former des amas opaques presque jointifs, ne laissant apparaître entre eux que de fins liserés de quartz transparent. Ils sont recoupés par de nombreuses veinules de quartz non opacifié. Certains bancs sont stériles, d'autres contiennent des lits ou des amas d'oxydes

de manganèse. Dans l'échantillon CS 87, les oxydes de manganèse apparaissent en minces traînées opaques dans la masse du quartzite rouge et en amas plus importants, situés en bordure d'une grosse veinule de quartz et recoupés par des veinules plus fines. Dans l'échantillon CS 88, les oxydes de manganèse forment, ici un chevelu dense de veinules entrecroisées, là un lit compact dans lequel ils semblent remplacer le quartzite. Ils se sont mis en place après les veinules de quartz, qu'ils recoupent ou qu'ils opacifient partiellement. Des lamelles de mica blanc, absentes dans les plages de quartzite rouge non minéralisées, apparaissent dans les plages d'oxydes, et des accumulations d'argile légèrement ferrugineuse dans certaines veinules. Enfin un cortex d'oxydes de manganèse concrétionnés borde une des faces de l'échantillon. Il n'y a pas de minéraux manganésifères silicatés comme des grenats et le quartzite rouge semble jouer le rôle d'une roche-magasin où le manganèse serait venu se piéger. Une partie des oxydes de manganèse correspond à une concentration supergène, notamment le cortex et les veinules à argillanes. Le reste résulte vraisemblablement d'une imprégnation initiale, indépendante des actions météoriques.

Ces quartzites rouges à oxydes de manganèse affleurent au sud-est du village de Tokréyaokro, dans le rebord du haut-glacis du Guéto. Des quartzites rouges stériles sont observés à la base du profil C 1, au sud-ouest des affleurements précédents (voir B VII) et des quartzites brun rouge au nord-est, au pied de la colline cotée 231 m. Dans ces derniers une pigmentation d'oxydes de manganèse, formant des lisérés fins, se superpose à la pigmentation d'hématite (CS 43 : 91,4 % SiO_2 , 5,4 % Fe_2O_3 , 0,4 % MnO_2).

Plus au sud, le niveau minéralisé comporte des schistes imprégnés analogues à ceux du premier faisceau, avec des poupées ferrugineuses et manganésifères. Ces schistes sont recoupés par deux tranchées, implantées sur une butte dominant légèrement le haut-glacis. Une troisième tranchée recoupe des filons de quartz et du minerai oxydé, au pied de cette butte.

3 ENRICHISSEMENT SUPERGÈNE.

Au sommet du Guéto et du Blafo, dans les altérites et dans les cuirasses bauxitiques, des minerais enrichis apparaissent. Au sommet de l'éperon sud du Guéto, coté 426 m, des bancs minéralisés sont interstratifiés dans des schistes altérés conservant leur structure, qui correspondent à la base du profil d'altération de la surface bauxitique et sont fortement imprégnés de gibbsite. Les minerais de ces bancs sont eux-mêmes parcourus de veinules de gibbsite. Ils restent ferrugineux et à teneur de manganèse nettement inférieure au seuil d'exploitation. L'échantillon CS 58, qui englobe des poches d'argile blanche et des passées stériles alumineuses, montre toutefois un début de concrétionnement du manganèse.

Des minerais comparables sont rencontrés dans la partie inférieure des cuirasses bauxitiques, aussi bien sur le Blafo que sur le Guéto. Dans la cuirasse bauxitique à structure orientée, formée aux dépens de schistes altérés en place, des passées de schistes manganésifères sont conservées (CS 152b). Parfois les passées manganésifères gardent seules la structure des schistes, la matrice alumineuse étant granulaire et finement vacuolaire (CS 155) ou formée de plages massives argileuses et alumineuses, parcourues de fissures et de canalicules de dissolution (CS 159).

Enfin des minerais bréchiques, formés de débris de schistes manganésifères et ferrugineux et parfois de débris de beau minerai oxydé, dans un ciment bauxitique, apparaissent au sommet du Guéto et dans les blocs éboulés du rebord est de sa cuirasse. Ces minerais sont ceux qui présentent les plus fortes teneurs, jusqu'à 46 % de manganèse selon les analyses citées par ZANONE (1964). L'échantillon CS 139 correspond à un faciès moyen. C'est une brèche à éléments anguleux de minerai à passées ferrugineuses, dans un ciment alvéolaire formé de plages blanc jaunâtre de kaolinite et d'alumine, et de joints de gibbsite bien cristallisée. L'attaque triacide donne un résidu de 0,56 %, 3,1 % de silice combinée, 16,5 % d'alumine, 20,6 % d'oxyde de fer et 52,5 % d'oxyde de manganèse c'est-à-dire 33 % de manganèse métal. Ces minerais, et de façon générale, tous les minerais des cuirasses bauxitiques, sont donc très pauvres en silice mais contiennent de l'alumine libre et conservent une partie des oxydes de fer initiaux.

Bien entendu, les cuirasses de pente et les matériaux de l'amont des hauts-glacis du Blafo et du Guéto remanient des blocs et cailloux de ces divers types de minerai. Dans le puits B 8 par exemple, situé à proximité du village de Tokréyaokro, du minerai riche était rencontré à 5 m de profondeur, et des débris de schistes manganésifères associés à des débris de cuirasse jusqu'à plus de 12 m de profondeur (voir B, III).

Un enrichissement des bancs manganésifères a donc eu lieu au cours de la formation des cuirasses et des altérites de la surface bauxitique. Les observations sont limitées à quelques puits de prospection ne traversant pas complètement les cuirasses ainsi qu'aux rebords de celles-ci, et aux zones décapées où ne subsistent que des roches altérées de la base du manteau alumineux et kaolinique. Il est donc difficile de savoir si le minerai est continu sur toute la hauteur du profil. C'est probable puisque des minerais à structure conservée apparaissent aussi bien au sommet de l'éperon sud (426 m), que dans les cuirasses du Guéto (470-490 m). Mais ces minerais n'atteignent que rarement de fortes teneurs. Une quantité importante d'oxydes de fer subsiste. La séparation du fer et du manganèse semble avoir été moins efficace que dans le profil intermédiaire (mais il s'agit peut-être d'un aspect subjectif car l'évolution, dans les profils intermédiaires, de minerais aussi riches en fer que ceux du Blafo-Guéto, n'a pas été observée). Il est en tout cas inattendu de constater une bonne conservation voire une concentration du manganèse, considéré comme un corps mobile facilement lessivé, dans un milieu où l'alumine s'est concentrée. Si la structure compacte des schistes ferrugineux et manganésifères, limitant la pénétration des solutions et les surfaces offertes au lessivage, ne permet qu'une transformation lente de ces roches, la présence des minerais dans les cuirasses bauxitiques confirme que celles-ci ne résultent pas d'un lessivage différentiel permettant l'accumulation relative de l'alumine, mais d'une accumulation absolue de celle-ci. Le schéma de l'alumine postée en sentinelle sur les hauteurs pendant que tous les autres constituants des roches dévalent les pentes doit être considéré avec la plus grande méfiance. Dans les cuirasses bauxitiques, la concentration de l'aluminium, pour l'essentiel, précède la mise en relief. Elle peut s'effectuer dans un milieu où le manganèse n'est pas exporté. Au cours de la mise en relief, l'évolution des matériaux se poursuit, mais l'alumine participe aux remobilisations. Les belles cristallisations de gibbsite, tapissant des alvéoles ou formant des veinules dans les minerais (avec des cristaux atteignant 2 mm dans CS 534) en sont le résultat.

Sur la crête de la petite colline au nord du Blafo, les bancs de minerai du faisceau principal affleurent. Ils ont, là aussi, subi un léger enrichissement. Au pied de la colline, les cuirasses de Haut-glacis remanient des cailloux de cuirasse ferrugineuse pseudo-gravillonnaire et nous avons vu (B, III, c) que les aplanissements intermédiaires se raccordaient au flanc Est du Guéto et du Blafo vers 290 m d'altitude. La petite colline, d'altitude 260 m, proviendrait du démantèlement d'un de ces aplanissements. La situation serait la même qu'à Naniango ou à Borumba. D'ailleurs, les cuirasses de Haut-glacis du piémont oriental remanient des débris de minerai, dont des petits cailloux de cryptomélane massif (CS 106a), et prennent localement une structure à tendance pisolithique. Au pied nord de la colline, une cuirasse de haut-glacis contient également du manganèse, mais elle s'est formée à même le faisceau minéralisé. Il est difficile de faire la part du minerai hérité du sommet de la colline, et du minerai remanié sur place. Le second prédomine vraisemblablement car la cuirasse est plus manganésifère que celles du piémont oriental.

Dans la partie médiane du haut-glacis du Guéto, le second faisceau a donné quelques enrichissements superficiels avec formation de cortex d'oxydes de manganèse sur les quartzites rouges minéralisés, et de rognons d'oxydes mêlés d'argile, dans les altérites sous-jacentes à la cuirasse. Quelques débris d'assez beau minerai apparaissent même en contrebas du rebord de celle-ci, sur le versant rejoignant le moyen-glacis, près de la cote 166 au sud-est de Tokréyaokro. Dans la cuirasse, des auréoles plus manganésifères, avec des débris de minerai remanié et des pisolithes, se sont formées autour de pointements des bancs minéralisés et à la périphérie de la butte résiduelle de schistes ferrugineux et manganésifères.

On a donc à la fois une dispersion du manganèse dans la cuirasse du haut-glacis, qui

correspond vraisemblablement au fait que les bancs minéralisés résistants formaient de légères éminences qui n'ont été supprimées qu'à la fin de la période de formation du glacis cuirassé, et un enrichissement peu marqué des bancs eux-mêmes, contemporain de l'altération des glacis.

Des minerais particuliers sont rencontrés en contrebas de la butte résiduelle, où un gros filon de quartz recoupe la série birrimienne. Fracturé et fauché vers l'aval dans sa partie supérieure, ce filon est partiellement masqué par des cailloux de quartz et de quartzite mêlés à des argiles tachetées, accumulés à son toit. Dans ces matériaux remaniés et à la surface du filon lui-même, des croûtes et des poches de beau minerai concrétionné se sont formées. La teneur dépasse 47 % de manganèse métal pour l'échantillon CS 70, tandis que les teneurs d'alumine et d'oxyde de fer sont faibles (respectivement 3,1 % et 2 %), la teneur de silice étant assez forte par suite de la présence de quartz (8,8 %). Le manganèse ne provient pas des roches locales, stériles, mais a été lessivé de la butte. On a donc, en réduction, un phénomène comparable à la formation des cuirasses de Mokta, et qui donne à la dimension de l'échantillon, un minerai analogue. Il ne s'agit toutefois que d'un phénomène très local, favorisé par la présence du filon de quartz (le remplacement du quartz par des oxydes de manganèse concrétionnés, dans des filons, a d'ailleurs été souvent observé, en particulier à Mokta).

4 CONCLUSION.

La présence de deux faisceaux minéralisés dans une région au relief varié donne l'occasion d'observer l'évolution des minerais dans les matériaux d'autres aplanissements que les aplanissements intermédiaires. Le protore particulier, formé de schistes et de quartzites ferrugineux et peu manganésifères, ne permet toutefois pas de donner aux observations une valeur générale. Il apparaît néanmoins que des enrichissements assez importants, sur de grandes profondeurs, se sont produits dans les profils de la surface bauxitique. Mais la séparation fer-manganèse est incomplète et les plus beaux minerais ne sont pas les minerais en place dans les altérites autochtones mais des minerais bréchiques, remaniés dans la cuirasse bauxitique, qui se seraient donc formés avant l'induration de celle-ci.

Sur les hauts-glacis, du manganèse a été dispersé dans les cuirasses ferrugineuses, par épannage de graviers de minerai et par dépôt d'oxydes de manganèse mêlés à des oxydes de fer et à de l'argile. Un enrichissement des bancs interstratifiés a également eu lieu, l'enracinement des minerais ainsi obtenus étant toutefois très faible.

c Indices situés à proximité du Blafo-Guétou.

1 INDICE DE DIANGOMÉNOU.

Le village de Diangoméno est situé à 7 km du sud-ouest du Guétou. A l'ouest du village, après avoir traversé un haut-glacis cuirassé, puis une dépression amont en bordure de laquelle la cuirasse de ce haut-glacis remanie des débris de bauxite ferrugineuse pisolithique, on aborde des collines élevées. Celles-ci font partie de la chaîne de collines qui rejoint le plateau bauxitique du Diédka à celui du Kounyé. Leurs sommets dépassent 400 m d'altitude. Près de la crête un horizon manganésifère est intercalé entre des roches vertes, plus exactement des métadolérites selon PAPON (1962). Les métadolérites affleurent sur les flancs des collines et ont donné des boules à cortex d'altération de type pain d'épice dans la zone sommitale. Quelques tranchées recoupent des bancs de quartzite à grenat, partiellement oxydés, donnant des minerais pauvres siliceux, sans concentrations notables.

Ces minerais comme les boules à cortex d'altération représentent les dernières traces de la base d'altérites anciennes. Les débris de cuirasse pisolithique remaniés dans le haut-glacis du piémont, ainsi que l'altitude des collines, montrent qu'il s'agissait des altérites de la surface bauxitique.

2 INDICE DE LOMO-NORD.

Le village de Lomo-Nord est situé à une quinzaine de kilomètres au sud du Guéto. Au sud-est du village, des petites lentilles de minerai siliceux à grenats, partiellement oxydé, apparaissent en contrebas d'une colline de dolérites, au sommet de laquelle des boules sont entourées de cortex d'altération de type pain d'épice. Mais cette fois, l'altitude de la colline, 200 m, et la présence de quelques débris de cuirasse ferrugineuse à faciès pseudo-gravillonnaire, permettent de considérer ces boules comme des témoins de la base du profil intermédiaire. Sur le versant ouest de la colline, d'autres débris de cuirasse ferrugineuse, de faciès différents, alvéolaires, sont rencontrés vers 160 m d'altitude. Ils correspondent au raccordement à la colline d'un haut-glacis cuirassé, aujourd'hui démantelé, à l'exception d'un petit plateau d'altitude 140 m, proche du village de Lomo-Nord (fig. 9). Le versant Est de la colline, au pied duquel se trouve l'indice de manganèse, est orienté vers la vallée du Kan et entaillé par un petit affluent de celui-ci. Il ne garde pas de traces d'un ancien piémont aplani, sinon justement les minerais partiellement oxydés de l'indice, dont l'altitude est de 140-150 m, et qui peuvent représenter la base d'un ancien profil de Haut-glacis. Mais il ne faut pas vouloir systématiquement associer chaque indice à un aplanissement ; l'enrichissement des quartzites minéralisés est suffisamment faible pour qu'on ne puisse exclure qu'il s'agisse simplement d'une altération sub-actuelle du pied du versant.

d Prolongement du gisement de Naniango vers le confluent Baya-Djélé (fig. 72).

La colline de Naniango avec ses minerais siliceux, a été interprétée comme un petit gisement associé initialement à un aplanissement intermédiaire et ayant atteint un stade de démantèlement avancé (voir III, 6). Les bancs minéralisés se prolongent vers le sud-ouest, dans un bas-pays où subsistent des témoins cuirassés du Haut-glacis. Des enrichissements superficiels permettent d'atteindre des teneurs de 15 à 30 % de manganèse (SONNENDRÜCKER, 1959), mais l'enracinement est limité en moyenne à deux mètres. Après une interruption de quelques centaines de mètres, les bancs minéralisés réapparaissent à proximité du pont de la route Bondoukou-Tanda sur la rivière Djélé. Des débris de minerai tachetés sont mêlés à des blocs et gravillons issus du démantèlement partiel d'une cuirasse de Haut-glacis, et des bancs en place, enrichis superficiellement, sont recoupés par le talus de la route et par une tranchée de prospection. Les matériaux gravillonnaires sont légèrement manganésifères à l'exception de quelques blocs hérités d'une ancienne cuirasse intermédiaire (EE 73b : 53,5 % Fe_2O_3 ; 0,14 % MnO_2). A proximité de cet indice, une petite butte de roches basiques, avec des faciès à cristallisation fine puis des faciès grenus, domine le haut-glacis. Certaines boules ont un cortex d'altération de type pain d'épice. Au pied de la butte, quelques débris d'assez beau minerai oxydé sont mêlés aux boules de roches basiques. On peut avoir là les dernières traces de matériaux formés au cours de la période d'altération intermédiaire, tandis que les minerais tachetés et les débris de cuirasse légèrement manganésifères proviennent de l'évolution du haut-glacis.

Le petit indice de Motiambo, à 6 km au nord-est de Bondoukou est également associé à un haut-glacis cuirassé. Des bancs de minerai lité siliceux, partiellement oxydé en minerai tacheté, affleurent à travers la cuirasse qui contient des graviers de quartz et de minerai.

e Les indices de Tin Bolou et de Bouloy (région de Tambao).

Dans le nord de la Haute-Volta, quelques indices de manganèse ont été reconnus à une soixantaine de kilomètres à l'ouest du gisement de Tambao.

A Tin Bolou, au nord des collines de Tin Edia, un faisceau de bancs de quartzites à grenats

manganésifères dessine un arc dans un bas-pays sableux. Des minerais oxydés coiffent des petites buttes aplanies, de quelques mètres à une dizaine de mètres de hauteur relative, provenant du démantèlement d'un vaste glacis, probablement un moyen-glacis. A côté des minerais lités pauvres ayant subi une oxydation partielle et un lessivage qui a transformé les passées non oxydées en une matière siliceuse blanche poreuse (HV 45b, 45c), on observe des minerais riches en tête des couches ou en blocs sur le sommet des buttes. Ce sont des minerais alvéolaires, avec des alvéoles de dissolution où subsistent de fines cloisons de minerai et un peu d'oxyde tendre de type wad (HV 46) ou des minerais massifs à tendance concrétionnée (HV 47).

A Bouloy, au nord-est de la mare d'Oursi, sur le prolongement du même niveau manganésifère, une butte semblable à celles de Tin Bolou montre également des têtes de couches assez riches, avec des minerais lités où ne subsistent que de fines passées siliceuses non oxydées (HV 44b), parfois parcourus de veinules d'oxydes compacts, dont une veinule de 15 mm d'épaisseur avec de la pyrolusite bien cristallisée dans l'échantillon HV 44a.

La présence de minerai relativement riche sur des formes de relief récentes du bas-pays, n'a pas été constatée dans d'autres régions. Mais nous avons vu qu'au nord de la Haute-Volta, le Haut-glacis et le Moyen-glacis s'inscrivent parfois dans un manteau d'altérites continu depuis les aplanissements intermédiaires. Les beaux minerais des têtes de couches de Tin Bolou et de Bouloy peuvent ne pas s'être formés après l'aplanissement du Moyen-glacis mais représenter la racine d'un gisement oxydé plus ancien, tronqué par les systèmes de glacis quaternaires.

f Conclusion.

Certaines accumulations de minerai ne sont pas associées aux aplanissements intermédiaires. Elles montrent que les mécanismes d'enrichissement ont agi à d'autres époques que la fin du Tertiaire : début du Tertiaire pour les indices de la surface bauxitique, Quaternaire ancien pour les indices du Haut-glacis. Mais ces indices n'ont pas d'intérêt économique. Les amas de démantèlement et les cuirasses de manganèse sont absents, les débris de minerai dispersés dans les cuirasses alumineuses ou ferrugineuses et les quelques concrétions locales ne pouvant en tenir lieu. L'oxydation des bancs minéralisés interstratifiés, généralement partielle et peu profonde sur les hauts-glacis, n'atteint une certaine ampleur que dans les horizons d'altération de la surface bauxitique. D'ailleurs peu d'indices ont été observés sur les modelés de dissection de cette surface, et la présence de gisements intéressants sous les cuirasses bauxitiques ne peut être exclue. Sur le Moyen-Glacis les accumulations de manganèse sont exceptionnelles et correspondent à des cas où celui-ci tronque des altérites plus anciennes. Sur les aplanissements postérieurs au Moyen-glacis et de façon générale sur les formes de relief récentes, aucun enrichissement notable n'est rencontré.

V CONCLUSION

a Aspects généraux de l'histoire des gisements.

Au terme de cette rapide revue de quelques gisements et indices de manganèse ouest-africains, une première constatation s'impose : tout minerai, au sens économique du terme, est en

grande partie secondaire, car les protores birrimiens ne sont généralement pas exploitables. D'un autre côté, l'altération de roches dont la teneur de manganèse correspond à la moyenne de l'écorce terrestre (0,1 %) ou à un chiffre peu supérieur, ne donne jamais de concentrations dignes d'intérêt.

WEBER (1969) a montré qu'au Gabon « les gisements de manganèse du Francevillien sont le résultat d'une triple histoire :

- d'abord une venue volcanique qui élève le fond géochimique en manganèse
- ensuite une concentration à des teneurs de 10 à 20 % dans une sédimentation réductrice
- enfin une altération superficielle qui enrichit et oxyde le minerai ».

Dans ses grandes lignes cette conclusion est applicable aux gisements de manganèse étudiés. L'histoire de ces gisements est d'abord précambrienne. C'est au cours de la mise en place des complexes volcano-sédimentaires qu'a lieu la concentration majeure du point de vue géochimique. D'un clark de 0,1 % on passe à des teneurs 100 à 200 fois plus fortes. Mais pour obtenir des minerais utilisables, il faut encore, dans la plupart des cas, que l'évolution supergène multiplie ces teneurs par un facteur de 2 à 5.

Sans doute est-ce là un moindre travail et l'on pourrait s'attendre à ce qu'il soit réalisé dans des conditions de milieu variées, à ce que les gisements enrichis, notamment en région tropicale, soient des choses banales et que, pour leur recherche, on puisse se contenter des critères géologiques de prospection des protores, laissant au hasard des conditions de milieu locales le soin d'avoir transformé ceux-ci en gisements exploitables. Il n'en est rien. La proportion de minerai riche par rapport aux schistes et quartzites birrimiens manganésifères est sans doute plus faible encore que la proportion de ces schistes et quartzites par rapport à l'ensemble des sédiments birrimiens. En effet, si les bancs minéralisés ont conservé le manganèse initialement incorporé à travers orogénèse et métamorphisme, les minerais enrichis, formations superficielles, sont facilement détruits au cours de l'évolution du relief. A l'extrémité d'une chaîne de transformations qui mène inéluctablement au retour vers les bassins de sédimentation, ce sont des accumulations transitoires, comme les voyageurs agglutinés dans le hall des gares aux veilles des vacances.

b Principale période d'enrichissement.

Les conditions de l'enrichissement ont pu être réalisées à différentes périodes de l'histoire du relief depuis le Précambrien. Mais le modelé actuel des régions étudiées s'est formé au cours du Tertiaire et du Quaternaire et il en est de même des minerais secondaires observés dans ces régions. Au sein de cette époque, *la fin du Tertiaire apparaît comme une période privilégiée d'enrichissement des gisements.*

C'est au cours de la formation puis des premières étapes de démantèlement du système intermédiaire d'aplanissements cuirassés que s'accumule la majeure partie des minerais riches des grands gisements (Mokta, Nsuta, Tambao). Des gisements pauvres et de nombreux indices apparaissent comme le résultat d'une dissection forte, qui a fait disparaître des stocks de minerai riche accumulés au cours de cette période (Borumba, Dassoumbélé et Lagnokaha, Naniango, Sapia). Enfin quelques indices sont rencontrés, soit dans les altérites et les cuirasses de la surface bauxitique éocène, soit dans les matériaux des glacis quaternaires ou en affleurements sur ces glacis. Dans ces différents cas l'enrichissement ne correspond pas seulement à une altération intense, mais à une altération concernant des aplanissements, c'est-à-dire des formes de relief où, en période humide, la concurrence morphogénèse-pédogénèse est faible et où peuvent se développer des altérites et des sols profonds.

Toutefois, les enrichissements associés aux systèmes de glacis quaternaires (Haut-glacis et parfois Moyen-glacis) sauf lorsque ces glacis tronquent des altérites anciennes, sont sans intérêt économique, tant par la qualité médiocre des minerais que par l'enracinement faible des parties enrichies des bancs interstratifiés et par la quantité limitée de minerai superficiel détritique. Pour l'expliquer, sans doute suffit-il d'invoquer la durée insuffisante des périodes d'altération des aplanissements quater-

naires, qui n'a pas permis le développement d'altérites très épaisses où les phénomènes d'hydrolyse des minéraux primaires, de lessivage et de concentration du manganèse, puissent prendre de l'ampleur.

Pour la surface bauxitique, en revanche, les lithomarges kaoliniques sont plus puissantes que celles des aplanissements intermédiaires. On peut s'étonner de ne pas rencontrer de grands gisements associés à cette surface. Peut intervenir le fait que les témoins de celle-ci, s'ils sont souvent plus étendus que les témoins des aplanissements intermédiaires, sont peu nombreux et sont situés préférentiellement sur les roches volcaniques basiques. La probabilité serait très faible qu'ils recouvrent de gros protores. Peut intervenir également le fait que les cuirasses de ces témoins sont très épaisses et très résistantes. Elles coiffent de hauts plateaux à versants raides, même en région forestière, et sont détruites à partir de leurs rebords, par diminution de la superficie et sans variation notable d'altitude jusqu'à ce qu'il ne reste que d'étroits lambeaux. Elles ne donnent pas, comme les cuirasses intermédiaires, des horizons gravillonnaires issus d'un démantèlement ménagé, coiffant des croupes dont la surface topographique s'abaisse progressivement, ce qui permet l'accumulation des minerais détritiques et la formation de cuirasse de manganèse sur des versants en pente douce.

Plus que la période de formation des aplanissements, des cuirasses et des lithomarges intermédiaires, les premières étapes de leur démantèlement seraient déterminantes. Les cuirasses de manganèse, en particulier, sont des formations spécifiques de la période d'évolution sous climat humide qui transforme de nombreuses cuirasses intermédiaires en croupes gravillonnaires, avant la séquence de dissection qui mène à la formation des hauts-glacis.

Il n'en faut pas moins constater qu'au sommet du Guéto, les minerais, s'ils ont été lessivés en silice, restent riches en fer. Sans doute s'agit-il d'un protore particulier de schistes sériciteux imprégnés d'oxydes de fer et de manganèse, et la question reste posée de savoir quel aurait été le résultat de l'altération de quartzites à grenats ou de carbonates dans les mêmes conditions (l'indice de Koufo montre d'assez beaux minerais, à la base des altérites bauxitiques). En tout cas, des minerais ferrugineux, compacts, à structure schisteuse conservée, sont présents dans la cuirasse bauxitique du Guéto. De même les cuirasses des hauts-glacis contiennent des débris de minerai remaniés, provenant de bancs partiellement oxydés qui affleurent à travers leurs matériaux allochtones ou, plus souvent, de collines manganésifères enrichies au cours de la période intermédiaire. De plus, ces cuirasses contiennent du manganèse précipité conjointement au fer, dans des pisolithes pauvres.

A l'opposé, les cuirasses intermédiaires sont essentiellement ferrugineuses. Leur teneur en oxyde de manganèse est généralement inférieure à 1 %, même sur les grands gisements. Sur ces gisements sont souvent rencontrés des minerais lessivés (en place ou en débris), notamment des quartzites manganésifères dont il ne reste plus que la matrice siliceuse et des cavités polyédriques frangées d'un peu d'oxydes ou de restes de grenats. Le manganèse s'est déplacé de la partie supérieure du profil vers les parties plus profondes où les bancs minéralisés se sont enrichis.

Il y a donc une certaine spécificité de la période intermédiaire, qui concerne l'évolution des formations superficielles et celle des roches sous-jacentes. Cela implique des conditions particulières de milieu, sans que puisse être faite la part des conditions externes comme le climat, et des conditions internes, notamment des héritages de la morphogenèse antérieure. La composition et les faciès des cuirasses ferrugineuses intermédiaires ont amené à considérer leur genèse comme différente de celle des cuirasses des autres systèmes de glacis, faisant notamment intervenir des épandages de débris de cuirasse bauxitique. Des épaisseurs de matériaux allochtones plus fortes sur les glacis intermédiaires que sur les hauts-glacis, et des matériaux déplacés sur de plus grandes distances, pourraient à la fois expliquer la pauvreté en manganèse des cuirasses intermédiaires, qui seraient totalement étrangères à leur substratum, et avoir maintenu les protores manganésifères dans une zone profonde de circulation verticale lente des eaux, permettant le transfert du manganèse le long des bancs redressés, sans pertes importantes. On peut aussi remarquer que la dynamique de la silice, qui avait une grande place dans l'hypothèse avancée pour la genèse des cuirasses intermédiaires, a également une grande place dans l'évolution des minerais. A des minerais appauvris en manganèse, dont les grenats sont lessivés et dont la matrice quartzeuse est conservée, font pendant des minerais où les grenats sains

sont inclus dans des oxydes de manganèse qui ont remplacé le quartz. L'importation de manganèse précède alors l'hydrolyse des minéraux primaires. Lorsque celle-ci se produit, le manganèse primaire reste sur place. Il y a là une des principales voies d'obtention de minerai de lentille riche, à partir de protores silicatés.

Quoi qu'il en soit, s'il ne peut être expliqué de façon satisfaisante, un fait subsiste : tous les gisements exploitables observés, et la plupart des indices comportant des minerais riches, sont plus ou moins directement associés aux aplanissements intermédiaires.

c Application à la prospection.

L'existence d'une période privilégiée d'enrichissement ne doit pas masquer le fait que la nature du protore reste un facteur important de l'évolution des gisements, et pas seulement en ce sens qu'il faut de grandes quantités de minerais primaires pour faire de grandes quantités de minerais secondaires. Quatre types de répartition du manganèse entrent en jeu, à partir du stock précambrien :

- l'oxydation et l'enrichissement des lentilles interstratifiées
- l'accumulation résiduelle par lessivage différentiel, qui donne les amas de démantèlement
- l'accumulation absolue à forte teneur, après migration oblique, dans les cuirasses de manganèse des horizons profonds des pentes inférieures
- le dépôt à basse teneur avec le fer, dans les horizons argileux à pisolithes ou dans les cuirasses ferrugineuses des glacis quaternaires.

On peut ajouter la dispersion de débris de minerai dans les matériaux d'épandage de ces glacis.

La minéralogie des protores conditionne l'enracinement des minerais de lentille, plus fort pour les bancs carbonatés. La puissance et la disposition des bancs minéralisés détermine, conjointement aux facteurs morpho-climatiques, l'ampleur des fauchages dans les altérites, et par suite l'importance des minerais superficiels, ainsi que la résistance du gisement à la dissection.

Au nord, dans les régions soudano-sahéliennes, il faut des protores en bancs épais, pour éviter le morcellement des collines et la dispersion des stocks de minerai riche au cours des longues périodes de dissection quaternaires.

Au sud, dans les régions forestières, la dissection récente est moins brutale et l'évolution du modelé à la fin du Tertiaire devient le facteur déterminant. L'incision initiale des aplanissements intermédiaires, lorsqu'elle est limitée à l'aval où les vallées s'approfondissent et à l'amont où se forment des dépressions, permet à des gisements en faisceaux de petites lentilles, peu résistants, d'être conservés sous les cuirasses des zones médianes. Notamment lorsqu'ils sont à protore siliceux pauvre, ces gisements sont alors mis en valeur par la transformation en croupes gravillonnaires des plateaux cuirassés intermédiaires. Celle-ci permet l'accumulation de grandes quantités de minerai de démantèlement et la formation des cuirasses de manganèse, tandis que l'enrichissement du protore se poursuit en profondeur, au fur et à mesure de l'abaissement de la surface topographique du sommet des collines. Les gisements à gros protore à forte teneur, dont la valeur est d'abord liée au stock de minerai interstratifié qu'une oxydation et un léger enrichissement suffisent à rendre exploitable, gagnent peu dans ces transformations, d'autant qu'elles se produisent avec des pertes par lessivage.

Pour ainsi dire, une sélection s'opère au nord, selon la nature des minéralisations primaires, tandis qu'au sud on tend à égaliser les chances. *Au nord la prospection doit s'orienter vers les plus gros protores, au sud vers les sites géomorphologiques les plus favorables.* Mais, dans les régions septentrionales comme dans les régions méridionales, de même que l'on peut rechercher les gisements en prospectant systématiquement les horizons manganésifères des complexes volcano-sédimentaires sans s'occuper du modelé, de même on pourrait les rechercher en prospectant systématiquement les reliefs issus de l'évolution des aplanissements intermédiaires, sans s'occuper des structures géologiques et de la pétrographie.

Dans cette seconde optique, la visite d'un nombre limité de sites (groupes de plateaux ou de collines et reliefs isolés), 8 sur 3 000 km² dans la région de Mokta, 7 sur 1 500 km² dans la région de Bondoukou, 5 sur plus de 4 000 km² dans la région de Tambao, aurait suffi pour découvrir les concentrations de manganèse les plus importantes de ces régions. Quelques reliefs formés de roches volcaniques basiques, de schistes stériles ou de granites auraient été inutilement prospectés. Des indices comme ceux de Naneko, de Koufo, de Motiambo ou de Bouloy et Tin Bolou auraient été négligés, mais sans que cela porte à conséquence.

Sans doute serait-il imprudent de se désintéresser des formations superficielles des hauts-reliefs issus du démantèlement de la surface bauxitique. Aucun exemple de gisement intéressant n'y a été rencontré. Mais, sans une étude plus complète, on ne peut assurer qu'il en est toujours ainsi. Cette restriction étant faite, une conclusion s'impose :

Les critères géomorphologiques doivent être placés à un même niveau que les critères géologiques pour la recherche des gisements obtenus par altération des protos manganésifères birrimiens. De même que la prospection est limitée à certaines roches, celles du complexe volcano-sédimentaire, de même elle doit être limitée à certaines formes de relief, le Haut-glacis et les reliefs résiduels qui le dominent. Et, tout comme on cherche à localiser, dans les complexes volcano-sédimentaires, des horizons manganésifères de schistes tuffacés et de quartzites, on doit chercher, parmi les formes de relief précédentes, à localiser les reliefs résiduels issus de la dissection et du démantèlement des aplanissements cuirassés intermédiaires.

La comparaison pourrait être poursuivie. Les différents échelons d'une clé dichotomique de prospection doivent faire alterner les critères géologiques et géomorphologiques. Cela vaut aussi, lorsqu'un gisement est découvert, pour apprécier les chances d'un enracinement profond des lentilles ou d'une grande extension des minéralisations superficielles.

La nécessité d'une analyse détaillée du modelé est confirmée, a contrario, par le déroulement des travaux de reconnaissance du gisement de Mokta. Au départ, la présence de bancs redressés a orienté ces travaux vers la recherche d'un gisement en profondeur. Des campagnes de géophysique, 1 000 m de galeries, et 2 800 m de sondages (PECCIA-GALLETO, 1960) se sont soldés par la reconnaissance d'à peine 100 000 tonnes de minerai ! En désespoir de cause, l'attention fut portée sur « les blocs, la grenaille et les pisolithes noyés dans la terre végétale ». Le fonçage de petits puits mit en évidence la grande extension des amas de démantèlement et des cuirasses de manganèse, souvent masqués par des matériaux meubles stériles. On localisait jusqu'à 15 tonnes de minerai au mètre carré. Les puits étaient foncés par deux ouvriers, sans revêtement. 1 600 puits (9 000 m) portaient les réserves à un million de tonnes à 47 % et 500 000 tonnes à 36 %.

d Gisements et indices non étudiés.

1 CÔTE D'IVOIRE.

Le rôle privilégié de la période fin-tertiaire pourrait être le résultat d'un échantillonnage non représentatif. Quinze gisements et indices ont été retenus, sur plus d'une centaine pour la seule Côte d'Ivoire. Mais, outre le fait que le choix effectué a tenu compte des facteurs altitude et modelé, de nombreux indices ne correspondent qu'à quelques pierres volantes et les trois gisements principaux sont inclus dans l'échantillon. De plus, il est souvent possible de classer les gisements et les indices non retenus, à partir des descriptions qui en ont été faites, ou à partir de leur situation sur les cartes topographiques, dans l'un ou l'autre des principaux types observés.

Ainsi, parmi les « indices mineurs » de la région de Bondoukou, ZANONE (1964) décrit celui de Kanguelé qui « se trouve au bord d'un plateau latéritique de 350 m » et qui est constitué par quelques couches de quartzites minéralisés, sur une longueur de 300 m, une largeur de l'ordre de 10 m et une épaisseur de 1 m. Il décrit aussi l'indice de Zarala : « la région de Zarala est recouverte d'une cuirasse latéritique, à une altitude de 330 m ». On observe des bancs de quartzites manganésifères et des « latérites minéralisées ». Le minerai est très pauvre. « Le tonnage est insignifiant ». Dans un cas comme dans l'autre, il s'agit d'un indice associé à un haut-glacis cuirassé. Il en est de même pour l'indice de Naneko, au nord de Guitri, sur le prolongement de l'horizon manganésifère de

Mokta. Des blocs de quartzite à grenats, partiellement oxydés, apparaissent sur des croupes gravillonnaires d'environ 80 m d'altitude, dominant des bas-fonds situés vers 50 m (PAPON, 1962).

Pour le dernier en date des gisements découverts en Côte d'Ivoire, celui de Taï, le rapport sur les recherches préliminaires effectuées par l'O.N.U. parle d'un « relief pénéplané avec quelques collines atteignant 150 m de dénivellation et des buttes moins élevées... La partie sommitale de certaines collines est recouverte par des blocs de latérite qui peuvent être très riches en fer avec, à côté de la limonite et de la goethite, l'hématite ». Sur la colline la plus haute, ces blocs peuvent être repris « dans une cuirasse où les oxydes de manganèse sont abondants ». Les matériaux allochtones sont épais (2 à 10 m). On observe de beaux minerais. Sur les collines plus basses les minéralisations ont une extension réduite et sont sans intérêt. On aurait un gisement associé au système d'aplanissements intermédiaire. Ce serait également le cas du gisement de Tiéré, en Haute-Volta, formé d'un amas sub-vertical puissant, occupant une colline à deux têtes (403 et 397 m), dont la hauteur relative est de 80 m. Dans la partie orientale de l'amas les teneurs dépassent 40 % (RIEDEL, 1964).

On peut enfin citer le gisement de M'Bouessou, situé à 80 km au nord-ouest du Blafo-Guétou. Les minerais sont des minerais siliceux à grenats partiellement oxydés. MOLLY (1946) a décrit quelques minerais riches dont un échantillon contenant 51,5 % de manganèse. Les teneurs les plus fréquentes sont de 20 à 30 %. Le gisement occupe une colline dont la hauteur relative dépasse 200 m, et au pied de laquelle s'étend « un niveau latéritique ferrugineux récent », d'altitude 200-240 m. « Des reliques d'un cuirassement latéritique ancien sont visibles en bordure de crête. Les latérites contiennent des débris de roche manganésifère oxydée » (ZANONE, 1964). Le gisement serait associé à un témoin démantelé de cuirasse bauxitique et dominerait un haut-glacis cuirassé.

En élargissant l'échantillonnage, il ne semble donc pas que les conclusions seraient différentes.

2 GABON.

La question se pose alors de savoir si l'existence d'une période privilégiée d'enrichissement ne concerne que les gisements de Côte d'Ivoire et des pays voisins.

Au Gabon, le gisement de Moanda est aussi un gisement obtenu par altération de couches sédimentaires précambriennes, avec formation de minerai lité riche, de matériaux superficiels à pisolithes pauvres, et de cuirasses de manganèse (BOULADON et al., 1965). C'est un gisement qui occupe des plateaux dont l'altitude relative est de 150 à 200 m. Ces plateaux sont les témoins d'une « surface d'aplanissement ». Celle-ci « s'abaisse de la cote 700 à l'ouest de Moanda à la cote 400 aux environs de Franceville et se relève ensuite vers le sud-est jusqu'à la cote 550 » (WEBER, 1969). Cette surface fait partie des « surfaces anciennes » que CHATELIN (1964) distingue des « surfaces récentes », non cuirassées, à sols ferrallitiques peu évolués. Son âge est incertain. Elle se raccorderait à la « surface intérieure du Cameroun » que SÉGALEN (1967) met en parallèle avec la Surface africaine I de King. Elle serait alors éocène, et l'on aurait au Gabon une période principale d'enrichissement des gisements qui serait non pas la fin mais le début du Tertiaire. Toutefois deux remarques s'imposent :

- la « surface d'aplanissement » à laquelle est associé le gisement de Moanda ne semble pas porter de cuirasses bauxitiques. Weber parle au contraire des cuirasses ferrugineuses très développées de cette surface. De même les cuirasses de la « surface intérieure » du Cameroun sont ferrugineuses.
- en République Centre-Africaine, dans la région de Kouki, BOULVERT (1971) décrit des plateaux cuirassés, témoins d'une « surface ancienne ». Se référant aux travaux de Ségalen, il met en parallèle cette surface avec la surface intérieure du Cameroun, la rattache à la Surface africaine I, et admet que son âge est éocène inférieur. Pourtant, aussi bien par leur situation dans le modelé que par la composition, voire les faciès de leurs cuirasses, les plateaux de « surface ancienne » ressemblent à s'y méprendre aux plateaux-témoins des aplanissements intermédiaires de Côte d'Ivoire. Ils dominent le réseau hydrographique d'une centaine de mètres (70 à 120 m). En contrebas « trois niveaux ont été reconnus. Ils correspondent à un haut-glacis, un moyen-glacis et un bas-glacis... La base du premier est soulignée par un important cuirassement... L'induration ne

s'observe guère sur le second qu'en profondeur... Le dernier porte des sols ferrugineux tropicaux lessivés, le plus souvent à hydromorphie de profondeur. Une cuirasse de battement de nappe limite fréquemment la plaine d'inondation actuelle ». La description des cuirasses anciennes les montre généralement formées de nodules rouge foncé et de liserés ou de cortex bruns. « Malgré leur position dans le modelé, ces cuirasses anciennes sont beaucoup moins alumineuses que ferrugineuses, avec 55 % de fer total ». Les cuirasses de glacis sont moins riches en fer, « les teneurs moyennes en alumine et en silice combinée y sont un peu plus élevées, celles en titane et en résidu quartzeux nettement plus ». Dans les deux types de cuirasses « la kaolinite est toujours présente et la goethite souvent importante. Par contre, gibbsite et hématite sont mieux représentées dans les cuirasses de plateau ». D'autres citations pourraient confirmer l'analogie. En définitive, il n'est pas exclu que les aplanissements cuirassés intermédiaires de Côte d'Ivoire, de Haute-Volta et du Ghana soient le résultat d'une même période de morphogenèse que la « surface ancienne » de R.C.A., qui est elle-même en relation avec la « surface intérieure » du Cameroun et par suite avec l'« ancienne surface » de la région de Moanda.

Autrement dit, la période d'enrichissement du gisement de Moanda pourrait être la même que la période privilégiée d'enrichissement des gisements ouest-africains étudiés. Ce point de chronologie mériterait d'être précisé.

3 AMÉRIQUE DU SUD ET INDE.

Des gisements de manganèse de même type existent au-delà de l'Afrique. PUTZER (1968), après avoir décrit le gisement de Mokta, remarque que, dans la ceinture tropicale, des deux côtés de l'équateur, en Amérique du Sud comme en Afrique, des gisements proviennent de la « latéritisation » de protores inexploitablement précambriens, et aussi, en Amérique Centrale, de protores mésozoïques. Il s'agit toujours de minerais métamorphiques pauvres à spessartine, dialogite, rhodonite, braunite. Et, « comme les gisements analogues des vieux boucliers de la zone tropicale, Mokta est associé à une surface d'aplanissement ancienne disséquée par une érosion récente » (« an eine von junger Erosion zerschnittene alte Landoberfläche gebunden »). Si les gisements d'Amapa au Brésil, par exemple, qui produisent 900 000 tonnes par an, sont ainsi associés à une surface ancienne disséquée, il serait intéressant d'en connaître l'âge, et de connaître les matériaux superficiels qu'elle porte, notamment les cuirasses ferrugineuses, s'il y en a.

En Inde, les gisements de manganèse sont plus variés et leur protore peut être assez riche. Mais les minerais exploités n'en sont pas moins, dans de nombreux cas, le résultat de l'altération. Au début du siècle, FERMOR a rassemblé, dans son gros mémoire de 1909, une foule d'observations dont on peut extraire trois exemples :

- « The Ramandrug deposits are situated mostly on the edge of, or a little down the west slope of the plateau... there is the usual lateritic capping on the plateau here... the laterite is of considerable thickness ; in fact I saw it up to about 30 feet thick, covering the manganese deposit of Ramandrug 4... this laterite is usually like the laterite of other parts of India in its freedom from manganese ». Voilà donc des gisements sur des plateaux coiffés de cuirasse non manganésifère. Ces cuirasses peuvent avoir un aspect bréchique avec des « fragments of hematite rock, often very rich in iron and of a deep reddish or blackish purple colour ». Les hauteurs par rapport aux basses plaines sont de 350 à 400 m. Sur les pentes on ne trouve pas de minerai exploitable à moins de 250 m au-dessus des plaines.
- Dans certains cas, il n'y a pas d'enracinement en profondeur. Ainsi une galerie horizontale, à la base des affleurements des plus belles minéralisations du rebord du plateau de Ramandrug, à une vingtaine de mètres sous la surface du plateau, ne recoupe qu'une lithomarge argileuse, alors qu'elle était initialement conçue comme un travers-banc destiné à reconnaître une couche redressée. Fermor écrit : « I suppose the manganese ore deposit have been formed at the surface, by replacement either of the clays or of the rocks of which they are the alteration products, by manganese oxides deposited by percolating water ». Ainsi il y aurait des cuirasses de manganèse.

D'ailleurs, les faciès concrétionnés sont décrits par Fermor, avec les cristallisations radiales d'aiguilles de pyrolusite, les formes bothryoïdales ou stalactitiques du psilomélane, les minerais caverneux.

- Dans une autre région (Nagpur district), le gisement de Kandri occupe une colline à deux têtes d'altitude relative 80 m, dominant un piémont façonné en glacis. On observe des amas de « détritral ore », atteignant 3 à 5 m d'épaisseur, « with a more or less abundant interstitial red clay ». Localement, « there is an almost gradual passage, on passing away from the ore band, from huge blocks of manganese-ore practically in situ, to the ordinary detrital accumulations. This detrital ore is quarried, partly because it is necessary in order to work the ore in situ properly... As the ore fragments, except close to the ore-band are usually covered with a ferruginous coating, it is necessary to fracture every one before stacking it, in order to make sure that it is of good quality... » Il y a donc des amas de démantèlement, coiffant les têtes de lentilles, avec des blocs de plus petite taille vers la périphérie, entourés de cortex pauvres. Il y a aussi des horizons argileux à gravillons de minerai et à pisolithes à structure concentrique, peu indurés, pauvres, où du fer (ainsi que de l'alumine) accompagne le manganèse. Ces horizons sont généralement situés sur les corps minéralisés ou à faible distance. Dans certains cas, à Kandri notamment, des horizons à gravillons et pisolithes, peu épais, sont rencontrés à la base des amas de démantèlement.

L'évolution supergène de certains gisements de l'Inde, comme celle des gisements ouest-africains étudiés, mène donc à la formation d'amas de démantèlement, de cuirasses de manganèse et d'horizons argileux à pisolithes pauvres.

De plus, si Fermor décrit des minerais de manganèse dans des cuirasses bauxitiques (et des débris de minerai à veinules de gibbsite), les gisements semblent plus souvent associés à des cuirasses ferrugineuses, coiffant dans certains cas des aplanissements très étendus. Il serait intéressant de savoir si ces aplanissements appartiennent à un même système et dans ce cas, quel est l'âge de celui-ci.

Conclusions générales

Le thème initial de ce travail, l'enrichissement des gisements de manganèse a nécessité un long détour : l'étude des aplanissements cuirassés. La succession de ceux-ci, une fois interprétées les variations d'une région à l'autre, fournissait en effet une référence commune à toutes les régions, nécessaire pour comparer les minerais supergènes des divers gisements. Cette référence peut être utile pour l'étude d'autres formations superficielles.

Pour dresser un bilan rapide, les conclusions des deux parties successivement traitées, seront résumées. Puis un point de vue sur la géochimie d'ensemble des régions tropicales étudiées sera proposé.

a Aplanissements et cuirasses.

Les régions étudiées portent la marque de cinq générations d'aplanissements, qui correspondent à autant d'étapes de la morphogenèse, séparées par des périodes de dissection. Seules les trois premières sont communes à toutes ces régions : la surface bauxitique, le système d'aplanissements intermédiaire et le Haut-glacis. Leurs âges respectifs, par comparaison avec les âges admis pour des aplanissements analogues dans d'autres pays d'Afrique de l'ouest, seraient éocène, pliocène et quaternaire ancien (MICHEL, 1970). Le Moyen-glacis et le Bas-glacis ne prennent d'extension que vers le nord, à partir de la Côte d'Ivoire centrale pour le premier, à partir de la frontière ivoiro-voltaïque pour le second. Leurs âges respectifs seraient quaternaire moyen et quaternaire récent.

Des différences profondes séparent la surface bauxitique des autres aplanissements, et la cuirasse alumino-ferrugineuse portée par la première, des cuirasses ferrugineuses portées par les seconds.

La surface bauxitique est une pénéplaine ondulée, résultat d'une longue période d'évolution au cours de laquelle les climats tropicaux humides étaient dominants ; le réseau hydrographique était ramifié. Les aplanissements des générations ultérieures sont des systèmes de glacis. Ils se sont formés au cours de périodes plus brèves de climat tropical sec à semi-aride, avec une pluviosité irrégulière favorisant le ruissellement diffus (TRICART, 1969). Un même système de glacis peut se développer de part et d'autre d'un escarpement structural décalant deux portions du réseau hydrographique. Il peut se développer à l'amont et à l'aval d'une série de rapides d'un fleuve. La formation des systèmes d'aplanissements n'est donc pas le résultat de changements du niveau marin relatif. Elle est le résultat de variations du climat. Des observations semblables amènent DE SWARDT (1964) aux mêmes conclusions pour le Nigéria et l'Ouganda.

Le cuirassement bauxitique résulte d'une redistribution d'alumine et d'oxyde de fer, issus de

l'altération d'une épaisse tranche de roche, au fur et à mesure qu'évolue en régime permanent le modelé ondulé d'une pénéplaine. Le mécanisme en jeu est une accumulation absolue des éléments les moins mobiles, qui migrent des croupes vers les bas-fonds où ils sont piégés. Les éléments les plus mobiles sont exportés au loin. Les remaniements successifs, dont la cuirasse porte les traces, permettent l'induration progressive de vastes superficies. Le résultat global à la dimension d'une région est une accumulation relative de l'alumine et des oxydes de fer. Mais si, par rapport aux roches-mères, l'alumine est plus concentrée que les oxydes de fer dans les lithomarges, ce sont les oxydes de fer qui sont plus concentrés que l'alumine dans les cuirasses bauxitiques.

Le cuirassement ferrugineux des systèmes de glacis résulte principalement d'une redistribution, vers l'aval, du fer inclus dans les matériaux d'épandage des glacis, sous forme de débris des cuirasses antérieures et, le cas échéant, de débris de roches ferrugineuses du socle. Ces débris sont les produits résiduels de la dissection des aplanissements cuirassés précédents et des reliefs qui dominaient ces aplanissements. Les cuirasses intermédiaires sont les premières cuirasses ferrugineuses succédant aux cuirasses bauxitiques. Elles se seraient formées à partir de débris des cuirasses bauxitiques, l'alumine ayant été transformée en kaolinite par une ample silicification. Cette hypothèse rend compte des particularités de structure et de composition des cuirasses intermédiaires, qui sont bien distinctes des autres cuirasses ferrugineuses.

C'est donc le stock d'oxydes accumulés dans les cuirasses de la pénéplaine éocène qui serait responsable, dans une large mesure, de la formation des cuirasses ferrugineuses des systèmes de glacis. On rejoint les vues de MAIGNIEN (1958): « Il est parfaitement concevable que des sesquioxides puissent vivre en circuit fermé, dès que l'altération des roches en a provoqué une libération suffisante... c'est le cas au Fouta-Djalou... Il s'est constitué, sous forme de cuirasse, une accumulation énorme de sesquioxides sur les surfaces les plus anciennes ». C'est bien à une idée analogue qu'aboutit l'étude des cuirasses de quelques régions de Côte d'Ivoire, de Haute-Volta et du Ghana. Il faut préciser, qu'à l'époque du cuirassement d'un système de glacis, ce ne sont pas les plateaux-témoins des cuirasses anciennes qui jouent le premier rôle, par du fer lessivé qui migrerait tout le long des versants. L'observation des profils incite à attribuer ce premier rôle aux parties complètement démantelées de ces cuirasses anciennes, dont les débris accumulés dans les matériaux des glacis fournissent l'essentiel de la matière des cuirasses.

Ainsi, l'héritage est principalement le résultat d'actions mécaniques. Les actions chimiques interviennent préalablement, lors du démantèlement partiel des cuirasses en blocs et gravillons, au cours de périodes humides pendant lesquelles le fer mis en solution n'est pas piégé en contrebas mais exporté par les rivières. Ces actions chimiques interviennent postérieurement, dans la cimentation en cuirasse des débris hérités et la concentration du fer vers l'aval des glacis. Le cuirassement se produit à partir de fer déjà rassemblé sur les piémonts aplanis, sans que soient nécessaires de fortes dissolutions sur les reliefs ou de nouvelles hydrolyses de roches saines. Ceci permet aux glacis d'être rapidement protégés par une armature indurée et limite leur dissection, lors du passage des climats secs de l'aplanissement à des climats plus humides, puis à des climats qui permettent la formation d'altérites kaoliniques. Celles-ci sont très épaisses sous les cuirasses intermédiaires, avec de véritables lithomarges décolorées, bien développées sous les cuirasses de Haut-glacis avec des horizons tachetés, réduites sous les cuirasses de Moyen-glacis. Au sud les altérites sont généralement indépendantes. Au nord la dénivellation entre les aplanissements intermédiaires et les hauts-glacis est faible : les seconds peuvent tronquer les altérites des premiers et conserver la base de celles-ci.

A l'opposé de ce qui se passe pour les cuirasses ferrugineuses, la formation des lithomarges kaoliniques et des cuirasses est contemporaine pour la surface bauxitique, modelé ondulé de période humide. Ceci ne fait que souligner l'opposition entre les systèmes de glacis, qui se sont succédés depuis le Pliocène en retenant provisoirement le fer hérité des cuirasses précédentes, et la pénéplaine bauxitique qui a accumulé, au cours d'une longue histoire, un stock considérable d'oxydes extraits des roches du socle.

b Les gisements de manganèse.

Généralement non exploitables, les protores manganésifères du Birrimien volcano-sédimentaire ne donnent des gisements d'intérêt économique qu'après un enrichissement supergène. Concentré une première fois dans certaines roches précambriennes, sous forme de silicates, de carbonates et d'oxydes (grenat et diallogite principalement, braunite, hausmanite, parfois rhodonite et téphroïte), le manganèse est concentré à nouveau lorsqu'une évolution favorable du modelé permet aux phénomènes d'altération d'accumuler des minerais oxydés riches. Les gisements sont donc le fruit d'une addition d'histoires géologiques, comme WEBER (1969) l'a montré pour les grands gisements de manganèse de Moanda au Gabon.

Trois phénomènes de surface peuvent intervenir :

- une oxydation des minéraux primaires avec concentration du manganèse des lentilles ou des bancs interstratifiés.
- une accumulation de débris des minerais enrichis en amas coiffant les têtes de lentilles.
- une accumulation absolue du manganèse après transport en solution, formant des cuirasses de minerai concrétionné très riche, dans les sols profonds de versants à pente faible.

Chacun de ces trois phénomènes a son revers : le lessivage des minerais, la dispersion en surface de débris, la formation de pisolithes pauvres dans les horizons supérieurs des sols.

Tous ces phénomènes sont dosés différemment selon les cas. L'important est de savoir à quelle période ils se sont le plus volontiers réalisés. L'enrichissement intervient, lors de la genèse d'altérites épaisses, c'est-à-dire au cours des périodes d'évolution sous climat humide des aplanissements cuirassés. Les gisements et la plupart des indices sont ainsi associés aux aplanissements successifs tertiaires et quaternaires, et aux reliefs issus de leur dissection. Toutefois les beaux gisements sont présents sur les reliefs issus de l'évolution des aplanissements intermédiaires.

En effet, aux systèmes de glacis quaternaires ne sont associés que des indices mineurs. La relative brièveté des périodes d'altération n'a pas permis d'obtenir de grandes épaisseurs de matériaux très évolués. L'oxydation des bancs minéralisés est partielle. Seul le Haut-glacis montre parfois d'assez beaux enrichissements, dans les premiers mètres à partir de la surface topographique, ainsi que des épandages de graviers de minerai cimentés dans les cuirasses ferrugineuses.

Aucun des gisements d'intérêt économique n'est associé à la surface bauxitique, malgré l'épaisseur considérable des altérites de celle-ci. Diverses raisons ont été présentées. Il est encore possible que des cuirasses, épaisses et continues, masquent d'éventuels gisements interstratifiés.

Il reste le fait capital : tous les grands gisements étudiés et nombre de beaux indices sont génétiquement liés à l'évolution des aplanissements intermédiaires. Un enrichissement en profondeur des minerais interstratifiés a eu lieu au sein des altérites des glacis cuirassés intermédiaires. Puis, au cours des premières étapes de transformation des cuirasses ferrugineuses en horizons gravillonnaires, après une dissection ménagée de celles-ci, des amas de démantèlement se sont formés sur les têtes de lentilles, tandis que du manganèse lessivé se piégeait en bas de pente, au contact des roches altérées et des argiles tachetées, formant des cuirasses de manganèse. Selon la nature du protore et les conditions morpho-climatiques locales, la proportion de minerai superficiel accumulé par rapport au minerai enrichi en place varie. Cette période d'enrichissement précède la formation du Haut-glacis. Elle date de la fin du Tertiaire.

L'intérêt économique d'un gisement se mesure d'abord à ce qui subsiste du stock de minerai oxydé riche, constitué à cette époque. Celui-ci est d'autant mieux conservé que la dissection n'a pas été trop brutale au cours du Quaternaire et que le protore est formé de bancs plus épais et plus continus, aptes à résister à la dissection après avoir été oxydés.

La prospection doit combiner des critères géologiques et géomorphologiques. A surface prospectée égale, on augmentera considérablement la probabilité de rencontrer des gisements, en sélectionnant dans les régions volcano-sédimentaires birrimiennes, les modelés de dissection des aplanisse-

ments intermédiaires. On peut aller plus loin. Dans les régions comme le nord de la Haute-Volta, seuls les plus gros protores ont résisté aux périodes quaternaires de dissection brutale. Dans les régions comme le sud de la Côte d'Ivoire, des protores à nombreuses petites lentilles de minéral silicaté pauvre, peuvent être mis en valeur par la formation de quantités importantes de minerais superficiels, que la dissection plus faible a permis de conserver. La recherche des sites géomorphologiques les plus favorables, *chaînes de collines et croupes gravillonnaires issues d'un démantèlement ménagé des cuirasses intermédiaires*, devient alors fondamentale.

Certains gisements d'autres régions tropicales d'Afrique, du Brésil ou de l'Inde, dont le protore inexploitable a été enrichi par altération, semblent avoir subi une évolution analogue. Il reste à savoir s'il existe également une période principale d'enrichissement de ces gisements et, le cas échéant, si cette période est la fin du Tertiaire. Que ce soit ou non le cas, c'est l'étude combinée de la géologie et de la géomorphologie qui peut orienter la prospection vers les zones les plus favorables.

c Quelques aspects de « géochimie des paysages ».

L'étude des aplanissements cuirassés et de l'enrichissement des gisements de manganèse de quelques régions d'Afrique de l'ouest montre que de grandes concentrations supergènes d'oxydes métalliques indurés sont le résultat de périodes bien distinctes et concernent, au cours de ces périodes, de vastes étendues.

Dans d'autres régions, la succession des accumulations, sur d'aussi vastes espaces, est décrite comme le résultat d'une migration de matériaux transportés conjointement par les eaux et déposés à des distances variables, en fonction de leur taille (matériaux en suspension) ou de leur solubilité (matériaux dissouts). Les « croûtes d'altération » de la grande plaine russe, siallitique, carbonatée calcique puis sodique, à accumulations de chlorures et de sulfates, sont ainsi interprétées comme des « ceintures géochimiques » juxtaposées, formées lors de la fonte du dernier glacier qui a couvert cette plaine (KOVDA *et al.*, 1968).

Les spécialistes de la géochimie de la surface montrent l'importance des migrations obliques, « des dominances ou des carences géochimiques » régionales (PAQUET, 1969), des piégeages successifs, de la « répartition chromatographique des ions dans les paysages » (TARDY, 1969 ; BOCQUIER, 1970 ; MILLOT, 1971). Leurs travaux et les schémas synthétiques imaginés qu'ils proposent invitent à de nombreuses réflexions sur l'évolution des versants ou sur la répartition des matériaux superficiels dans les régions continentales.

Certes les lois physico-chimiques définissent l'ordre de mobilité des éléments. Les études détaillées de chaînes de sols montrent, selon les climats et les roches-mères, l'apparition des néoformations attendues dans les milieux confinants et la disparition des minéraux instables dans les milieux lessivants. « La thermodynamique représente le pouvoir législatif » tandis que « la cinétique détient le pouvoir exécutif », décidant quels sont les produits qui *apparaissent* effectivement (TARDY, 1969).

Mais, à une autre échelle d'espace et de temps, lorsqu'il s'agit de rendre compte des matériaux superficiels associés aux différentes formes de relief d'une région, une nouvelle dimension intervient, une dimension historique. Une longue évolution, où les actions mécaniques prennent une grande importance, a décidé quels sont les produits qui devaient *disparaître*. Ne subsiste que ce qui était résistant. L'eau n'a pas pour seul rôle de véhiculer les ions et d'être le milieu où se construisent leurs nouveaux arrangements. Elle incise, elle arrache, elle emporte, à l'occasion par blocs entiers de matériaux bruts, sans s'inquiéter de savoir si les ions constitutifs aiment voyager de compagnie ou préféreraient partir, chacun à son rythme, en colonne chromatographique. Le « pouvoir exécutif » appartient ici à la morphogenèse.

Pour rendre compte de la présence des matériaux observés, plus on remonte vers les temps anciens, plus les conditions morpho-climatiques permettant le fonctionnement stable d'un mécanisme

géochimique et l'accumulation des produits formés prennent d'importance. Ainsi, dans une cuirasse, plus encore que la possibilité pour des oxydes d'aluminium, de fer ou de manganèse, de s'être individualisés, ce qui doit retenir l'attention, c'est la possibilité pour ces oxydes de s'être accumulés et indurés *en quantités considérables*. Une telle accumulation se produit toujours en zone basse, sur des pentes faibles, et aucune autre accumulation de produits indurés, d'ampleur comparable, ne se forme conjointement dans le même modelé. Disséquée, mise en relief, la cuirasse témoigne alors, seule, des mécanismes géochimiques en cours au moment de sa formation.

D'ailleurs, plus le modelé est différencié (et la colonne chromatographique complète), moins les phénomènes géochimiques en cours sont susceptibles de marquer à long terme. Les résultats majeurs, et par excellence les cuirasses, sont le fait de modelés typés, que l'on pourrait dire « monovalents » : une surface d'aplanissement ondulée sous climat tropical humide ; un système de glacis adossés à des reliefs résiduels sous climat tropical contrasté... Dans ces conditions, certains « filtres » ou « pièges » sont hypertrophiés : les résultats marquants correspondent à des chromatographies spécifiquement simplifiées.

Dans la période récente, les changements de climat ont été fréquents. Les climats sont aujourd'hui variés ainsi que les modelés. Nous sommes loin de la longue monotonie du début du Tertiaire, quand les cuirasses bauxitiques se formaient de la basse Côte d'Ivoire à la boucle du Niger. Des actions géochimiques très diverses sont en cours, le plus souvent depuis peu de temps. Comment savoir quelles sont, parmi ces actions, celles qui laisseront leur marque à long terme ? La définition d'un modèle de formation des matériaux superficiels, par l'étude des mécanismes de transformation des minéraux et de migration des ions, risque alors de privilégier les phénomènes rapides, ceux qui donnent, en un laps de temps bref, des résultats observables. Le problème de l'individualisation de l'alumine est précisément un exemple. Les conditions lessivantes du sommet bien drainé d'un haut-relief sous climat humide sont les meilleures possibles pour individualiser l'alumine. On obtient des sols ferrallitiques évolués, où le rapport de la silice à l'alumine descend bien au-dessous de deux ; on obtient des profils d'altération où, à côté d'alumine individualisée sur place, des concentrations absolues apparaissent, lits minces ou concrétions poreuses formés après une faible migration latérale ou verticale (NOVIKOFF, 1974 ; BOURGEAT, 1970). Mais sur les reliefs accusés, même sous couvert forestier, l'ablation reste active ; le stock accumulé est limité ; une courte période de dissection peut le détruire, d'autant qu'il s'agit de matériaux meubles ou peu indurés. Pour former les dix mètres de dalle compacte d'une cuirasse bauxitique, il faut un mécanisme capable d'intervenir pendant une longue période comme le début du Tertiaire, dans un relief pénéplané. Finalement ce serait un phénomène de concentration progressive de l'aluminium, en compagnie du fer, dans des bas-fonds marécageux (inaperçu dans l'évolution des sols actuels car probablement très lent) qui serait à l'origine des cuirasses bauxitiques.

L'observation mettant en rapport, d'une région à l'autre, les formes de relief, et permettant de reconstituer les étapes successives de l'évolution du modelé, est d'autant plus nécessaire que le caprice des convergences peut faciliter l'application dogmatique des notions nouvelles mises en valeur par la géochimie. Imaginons, par exemple, un indice de manganèse sur le versant d'un plateau bauxitique, en contrebas de quelques replats conservant des lambeaux de cuirasse ferrugineuse intermédiaire. Les minerais secondaires concrétionnés domineraient directement un marigot, pour peu que la dissection du Haut-glacis ait atteint le stade de formation d'une dépression amont. La montmorillonite pourrait être présente, car l'altération actuelle la fait apparaître dans les bas-fonds, dès les régions pré-forestières. On aurait une « chaîne » complète, avec un bowal bauxitique, une cuirasse ferrière, une cuirasse manganésifère et une accumulation de montmorillonite au point le plus bas. D'ailleurs, l'indice de Sapia, situé sur le flanc d'un témoin de cuirasse bauxitique du massif de Bondoukou (2^e partie, III, c) fournit un tel exemple, à ceci près que la cuirasse ferrugineuse intermédiaire ne subsiste qu'en blocs dispersés sur la pente. En effet les deux tranchées supérieures, avec leurs nodules de manganèse dans l'argile rouge et leurs débris de minerai concrétionné, dominent directement un ravin qui a incisé le Haut-glacis.

Il n'y a pas là une séquence géochimique, une répartition des ions, en fonction de leur

mobilité, du haut vers le bas de la pente. Il y a une cuirasse bauxitique, formée sur une vaste surface ondulée éocène, lorsque les rivières coulaient à une altitude proche de celle du sommet du plateau actuel. Il y a les débris d'une cuirasse ferrugineuse intermédiaire, accumulation de fer dans les matériaux d'épandage d'un vaste glacis pliocène, façonné par le ruissellement diffus sur un piémont situé à mi-hauteur du plateau actuel. Il y a des concentrations concrétionnées de la fin du Tertiaire, extrayant de sa longue retraite gonditique le manganèse précambrien, et le rassemblant en prévision d'un dernier voyage. Il y a le haut-glacis cuirassé, formé en contrebas au Quaternaire ancien, et en cours de dissection.

Mais, par leur influence sur l'évolution ultérieure du modelé, par le jeu des héritages de l'une à l'autre, par les dominances géochimiques qu'elles créent, les concentrations étagées ne sont pas indépendantes. On ne peut se contenter de séparer des périodes où les actions géochimiques de dissolution et de répartition des ions sont prédominantes et des périodes morphodynamiques où les actions mécaniques procèdent à la mise en relief et à la destruction partielle des accumulations préalablement formées. La morphogenèse ne détermine pas que l'étagement, comme la géochimie ne détermine pas que les hydrolyses. L'apparition des grandes accumulations demande un modelé et des matériaux favorables. Elle ne résulte pas seulement des conditions externes au cours d'une période donnée mais de toute l'évolution géomorphologique et géochimique antérieure.

Géochimie et géomorphologie décrivent deux aspects des formations superficielles qu'il faudrait pouvoir appréhender d'un même regard.

Bibliographie

- ALEXANDER L. T. et CADY J. G. (1962) – Genesis and hardening of laterite in soils – U.S. Dept. Agric., *Soil. Cons. Serv.*, *Bull.* 1282, 90 p.
- ALEXANDER L. T., HENDRICKS S. B., et FAUST G. T. (1942) – Occurrence of gibbsite in some soil-forming materials – *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 6, pp. 52-57.
- ALLEN V. T. (1952) – Petrographic relations in some typical bauxite and diasporite deposits – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 63, pp. 649-688.
- ARNOULD A. et ROUTHIER P. (1956) – Les gîtes de manganèse de Nouvelle-Calédonie. Un type de gisement méconnu : le type volcano-sédimentaire – XX^e Congr. géol. intern. Mexico, *Symp. Yacim. Mangan.*, 4, pp. 313-329.
- ARNOULD M. (1954) – Le manganèse dans le NW de la Côte d'Ivoire. Les gisements de Dassoumbélé et Lagnokaha. Dir. Féd. Mines Géol., Dakar, Rapport *multigr.*, 25 p.
- ARNOULD M. (1957) – Compte rendu de visite du gisement de Mokta. Arch. DGPM, rapport *multigr.*
- ARNOULD M. (1961) – Étude géologique des migmatites et des granites précambriens du nord-est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale – Thèse Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand et *Bull. DGPM*, 1, 150 p.
- ASSEMIEN P., FILLERON J. C., MARTIN L. et TASTET J. P. (1969) – Le Quaternaire de la zone littorale de la Côte d'Ivoire – VII^e Congr. INQUA, Paris, et *Bull. ASEQUA*, 25, pp. 65-78.
- AUBERT G. (1949) – Observations sur le rôle de l'érosion dans la formation de la cuirasse latéritique – *Bull. Agric. Congo Belge*, 40, pp. 1383-1386.
- AUBERT G. (1950) – Observations sur la dégradation des sols et la formation de la cuirasse latéritique dans le Nord-Ouest du Dahomey – IVth Intern. Congr. *Soil Sci.*, Amsterdam, 3, pp. 127-128.
- AUBERT G. (1954) – Les sols latéritiques – Vth Intern. Congr. *Soil Sci.*, Léopoldville, 1, pp. 103-118.
- AUBOUIN J. (1959) – Les aventures de la notion de Géosynclinal – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2^e sér., 2, pp. 135-188.
- AUBREVILLE A. (1949) – Contribution à la paléohistoire des forêts de l'Afrique tropicale – *Soc. Edit. Marit. Colon.*, Paris, 98 p.
- AUBREVILLE A. (1949) – Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale – *Soc. Edit. Marit. Colon.*, Paris, 351 p.
- AUFRERE L. (1936) – La géographie de la latérite – *C.R. Soc. biogéogr.*, 13, pp. 3-11.
- AVENARD J. M. (1972) – Évolution géomorphologique au Quaternaire dans le centre-ouest de la Côte d'Ivoire – Rapport ORSTOM, Abidjan, *multigr.*, 16 p.
- AVENARD J. M., BONVALLOT J., LATHAM M., RENARD-DUGERDIL M. et RICHARD J. (1972) – Quelques aspects du contact forêt-savane dans le centre et l'ouest de la Côte d'Ivoire – Étude descriptive. – Rapport ORSTOM, Abidjan, *multigr.* 378 p.
- BALOUT L. (1952) – Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne – *Trav. Inst. Rech. sah.*, Alger, 8, pp. 9-21.
- BATTISTINI R. (1968) – Problèmes morphologiques du Sud du Malawi – *Ann. Géogr. Fr.*, 77, n° 422, pp. 431-451.
- BAULIG H. (1952) – Surfaces d'aplanissement – *Ann. Géogr. Fr.*, 61, pp. 161-183 et pp. 245-262.
- BAULIG H. (1956) – Pénéplaines et pédiplaines – *Bull. Soc. belge Et. géogr.*, 25, pp. 25-58.
- BERNARD A. et OBELLIANE J. M. (1962) – Aperçu métallogénique sur le gisement de manganèse de Forari (Ile de Vaté, Nouvelles-Hébrides) – *Sciences de la Terre*, 9, pp. 121-148.
- BETREMIEUX R. (1951) – Étude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans les sols. *Ann. Agron.*, 3, pp. 193-295.
- BISHOP W. W. (1966) – Stratigraphical geomorphology : a review of some East Africa landforms – in DURY G.H. « Essays in geomorphology », Elsevier, N.Y., pp. 139-176.

- BIZE J. (1966) – Application d'observations géomorphologiques et hydrodynamiques à la prospection des nappes des terrains d'altération en Côte d'Ivoire et Haute-Volta – Bur. Géol. appl. hydro. souter (BURGEAP), rapport *multigr.*, n° 413, 64 p.
- BLACK R. (1966) – Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262-D, pp. 1046-1048.
- BLACK R. (1967) – Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique occidentale – *Chron. Mines*, 364, pp. 225-238
- BLANCK J. P. (1968) – Schéma d'évolution géomorphologique de la vallée du Niger entre Tombouctou et Labbezanga (Rép. du Mali) – *Bull. ASEQUA*, 19-20, pp. 17-26.
- BOCQUIER G. (1968) – Biogécénoses et morphogénèse actuelle de certains pédiments du bassin tchadien – IXth Intern. Congr. Soil Sci., Adélaïde, 4, pp. 605-614.
- BOCQUIER G. (1971) – Genèse et évolution de deux toposéquences des sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Sci. Strasbourg et *Mémoires ORSTOM*, 62, 1973, 350 p.
- BONHOMME M. (1962) – Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme ouest-africaine – Thèse Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, (Géol. et Min.), 5, 62 p.
- BONNAULT D. (1938) – Le rôle de la latérite dans les formes du relief des environs de Bondoukou (Côte d'Ivoire) – *Bull. Serv. Mines*, Dakar, 2, pp. 51-52.
- BONVALLOT J. et BOULANGÉ B. (1970) – Note sur le relief et son évolution dans la région de Bongouanou (Côte d'Ivoire) – *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 2, pp. 171-184.
- BOULADON J. et JOURAVSKY G. (1955) – Les gisements de manganèse vulcanogènes de Tiouine (Infracambrien du Sud marocain) – *Serv. Géol. Maroc, Notes et Mém.*, 127, 180 p.
- BOULADON J. et JOURAVSKY G. (1956) – Les gîtes de manganèse du Maroc (suivi d'une description des gisements du Précambrien III) – XX^e Congr. géol. intern., Mexico, *Symp. Yacim. Mangan.*, 2, pp. 217-248.
- BOULADON J. et JACOB C. (1965) – Étude de cinq échantillons de minerai de manganèse de Grand-Lahou (Côte d'Ivoire). B.R.G.M. MPMG Étude M 1161, *multigr.* 8 p.
- BOULADON J., WEBER F., VEYSSET Cl. et FAVRE-MERCURET R. (1965) – Sur la situation géologique et le type métallogénique du gisement de manganèse de Moanda près de Franceville (Gabon). *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 18, 4, pp. 253-276.
- BOULANGÉ B. (1970) – Le massif basique de l'Orumbo Bocca (Côte d'Ivoire) et sa cuirasse bauxitique – *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 2, pp. 185-204.
- BOULANGÉ B. et GRANDIN G. (1970) – Compte rendu de mission au Ghana – Rapport ORSTOM, Abidjan, *multigr.* 18 p.
- BOULANGÉ B. et ESCHENBRENNER V. (1971) – Rapport technique de mission au Nigéria – Rapport ORSTOM, Abidjan, *multigr.* 9 p.
- BOULET R. (1968) – Étude pédologique de la Haute Volta, région Centre-Nord – Rapport ORSTOM, Dakar, *multigr.*, 351 p.
- BOULET R. (1970) – La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 8, pp. 245-271.
- BOULET R. (1971) – Mise en évidence de deux types fondamentaux de toposéquences développées sur matériaux riches en minéraux altérables issus de granites ou de migmatites en Haute-Volta orientale – Bull. liaison thème B, *ORSTOM*, 2, pp. 13-38.
- BOULET R., FAUCK R., KALOGA B., LEPRUN J. C., RIQUEUR J. et VIELLEFON J. (1971) – Pédologie (Carte 1/5 000 000, légende, unités cartographiques, notice) – in Atlas international de l'Ouest africain.
- BOULET R. et NAHON D. (1970) – Observations pédologiques dans la région de Nouadhibou (Mauritanie) – Rapport ORSTOM, Dakar, *multigr.* 21 p.
- BOULET R. et PAQUET H. (1972) – Deux voies différentes de la pédogénèse en Haute-Volta. Convergence finale vers la montmorillonite – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275-D, pp. 1203-1206.
- BOULVERT Y. (1968) – Quelques aspects de l'influence de la topographie et du matériau originel sur la répartition de sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux et vertisols dans la région de Bossangoa au nord-ouest de la Rép. Centrafricaine. – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 6, pp. 259-275.
- BOULVERT Y. (1971) – Un type de modelé cuirassé : la série métamorphique de Kouki en République Centrafricaine. Sols et géomorphologie – Rapport ORSTOM, Bangui, *multigr.* 67 p.
- BOURDIEC (Le) P. (1958) – Aspect de la morphogénèse plio-quaternaire en basse Côte d'Ivoire – *Rev. Géomorph. dyn.*, 9, 3-4, pp. 33-42.
- BOURDIEC (Le) P. (1958) – Contribution à l'étude géomorphologique du bassin sédimentaire et des régions littorales de Côte d'Ivoire – I.F.A.N., *Études Eburnéennes*, 7, pp. 7-96.
- BOURGEAT F. (1970) – Sols sur socle ancien à Madagascar. Type de différenciation et interprétation chronologique au cours du Quaternaire – Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 57, 1972, 335 p.
- BOURGEAT F. et PETIT M. (1969) – Contribution à l'étude des surfaces d'aplanissement sur les Hautes-Terres centrales malgaches – *Ann. Géogr. Fr.*, 78, n° 426, pp. 158-188.
- BROOKS C. E. P. (1949) – Climate through the ages – Ernest Benn Ltd, London.

- BRUCKNER W. D. (1955) – The mantle rock (« laterite ») of the Gold Coast and its origin – *Geol. Rundsch.*, 43, pp. 307-327.
- BRUCKNER W. D. (1957) – Laterite and bauxite profiles of West Africa as an index of rhythmical climatic variations in the tropical belt – *Eclogae Geol. Helv.* 50, pp. 238-256.
- BRUGIERE J. M. (1948) – Rapport pédologique sur la mission de Foro-Foro (IRCT) – Rapport ORSTOM, Abidjan, *multigr.* 59 p.
- BRYAN K. (1935) – The formation of pediments – XVIIth Intern. Geol. Congr. 1933, 2, pp. 765-775.
- BÜDEL J. (1957) – Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen – *Zeitsch. fr. Geomorph.*, 1, pp. 201-228.
- BÜDEL J. (1965) – Bildung von Rumpfflächen und Tafelrelieftypen in der Flächenspülzone Süd-Indiens – Dtsch. Geographentag. Bochum, Tagungsber. u. Wiss. Abh. Wiesbaden, pp. 293-322.
- BÜDEL J. (1965) – Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras – Colloquium Geographicum Vorträge des Bonner Geog. koll., 8, 100 p.
- BURKE K. et DUROTOYE B. (1970) – Late quaternary climatic variations in south-western Nigeria. Evidence from pediments and pediment deposits – VIII^e Congr. INQUA Paris et *Bull. ASEQUA*, 25, pp. 79-96.
- BURKE K. et DUROTOYE B. (1970) – The Quaternary in Nigeria : a review – *Bull. ASEQUA*, 27-28, pp. 70-96.
- CAHEN L. et LEPERSONNE J. (1948) – Notes sur la Géomorphologie du Congo occidental – *Ann. Mus. Roy. Congo belge, Sci. géol.*, 1, 95 p.
- CAILLEUX A. (1950) – Écoulements liquides en nappe et aplanissements – *Rev. Géomorph. dyn.*, 1, pp. 243-270.
- CAILLEUX A. (1968) – Rectifications et observations à la communication de B. Dumas : place et signification des glacis dans le Quaternaire – *Bull. Ass. fr. Et. Quatern.*, 5, pp. 79-80.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1956) – Le problème de la classification des faits géomorphologiques – *Ann. Géogr. Fr.*, 65, pp. 162-186.
- CANCE, CROELLA, GARRIGUES et TABOURET (1958) – Le gisement de manganèse de Grand-Lahou (Côte d'Ivoire) – Rapport de stage, École des Mines de Paris, *multigr.* 19 p.
- CARTER J. D. (1956) – The rise in the water-table in parts of Potiskum division, Bornu province – *Records Geol. Surv. Nigeria*, pp. 5-13.
- CHATELIN Y. (1964) – Notes de pédologie gabonaise. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 2, 4, pp. 3-28.
- CHATELIN Y. (1968) – Notes de pédologie gabonaise. V. Géomorphologie et pédologie dans le Sud Gabon – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 6, pp. 3-20.
- CHAUTARD J. (1905) – Étude sur la géographie physique et la géologie du Fouta Djallon et de ses abords orientaux et occidentaux – Jouve Ed., Paris, 210 p.
- CHETELAT (DE) E. (1938) – Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 11, pp. 5-120.
- CHOLLEY A. (1950) – Morphologie structurale et morphologie climatique – *Ann. Géogr. Fr.*, 59, pp. 321-335.
- CHOUTEAU R. (1962) – Note sur la genèse du gisement de manganèse de Grand-Lahou. Compagnie de Mokta, note *multigr.*, 7 p.
- COMBES P. J. (1969) – Recherches sur la genèse des bauxites dans le N. E. de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France) – Thèse Sci. Montpellier et Mém. Centre Et. Rech. géol. hydrogéol., Montpellier, 34, 432 p.
- CONRAD G. (1969) – L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien – *C.R.Z.A., sér. Géol.*, 10, 530 p.
- COTTON C. A. (1961) – The theory of Savana planation – *Geogr.*, 46, pp. 89-101.
- DAVEAU S. (1959) – Recherches morphologiques sur la région de Bandiagara – *Mém. IFAN*, Dakar, 56, 120 p.
- DAVEAU S. (1960) – Les plateaux du Sud-Ouest de la Haute-Volta, étude géomorphologique – *Fac. Lettres Dakar, Trav. Dépt. Géol.*, 7, 65 p.
- DAVEAU S., LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1962) – Cuirasses et chaînes birrimiennes en Haute-Volta – *Ann. Géogr. Fr.*, 71, n° 387, pp. 460-482.
- DEFOSSEZ M. (1958) – Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger – Thèse Doct. Univ. Strasbourg et *Mém. B.R.G.M.*, 13, 1962, 174 p.
- DELFOUR J. (1961) – Rapport préliminaire sur le manganèse de Tambao-Markoye. Cercle de Dori, Haute-Volta. Rapport BRGM, Bobo-Dioulasso, *multigr.*
- DELFOUR J. (1963) – Géologie du gîte de manganèse de Tambao (Haute-Volta). Rapport BRGM 5612, *multigr.*, 20 p.
- DELTEIL J. R. et DE SPENGLER A. (1964) – Le bassin secondaire-tertiaire de Côte d'Ivoire – *Symp. Bassins Séd. Litt. Afr. New-Dehli, Ass. Serv. Géol. Afr. Paris*, pp. 99-113.
- DELVIGNE J. (1965) – Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique – *Mém. ORSTOM*, 13, 177 p.
- DELVIGNE J. et GRANDIN G. (1969) – Étude des cycles morphogénétiques et tentative de chronologie paléoclimatique dans la région granitique de Toumodi (Côte d'Ivoire) – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 269-D, pp. 1372-1375.
- DENIZOT G. (1961) – La composition et la genèse des bauxites de Provence et de Languedoc – *Bull. BRGM*, 2, pp. 35-46.

- DESCHAMPS M. (1966) – Reconstitution des cuirasses polygéniques dans le Sidérolithique du Bourbonnais (environs de Louroux Allier) – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262, pp. 964-967.
- DE SWARDT A. M. J. (1964) – Latéritisation and landscape development in parts of Equatorial Africa – *Z. Geomorphol. Dtsch.*, 8, pp. 313-333.
- D'HOORE J. (1954) – La carte des sols d'Afrique au 1/5 000 000 – Notice explicative – Publ. 33 C.C.T.A. Lagos, 209 p.
- DIXEY F. (1922) – The physiography of Sierra-Léone – *Geogr. J.*, 40, pp. 41-65.
- DIXEY F. (1937) – The early cretaceous and miocene peneplains of Nyassalands and their relations to the rift valley – *Geol. Mag.*, 74, n° 872, pp. 49-67.
- DIXEY F. (1945) – The relation of the main peneplain of central Africa to sediments of lower Miocene age – *Quat. J. Geol. Soc. London*, 101, pp. 243-253.
- DIXEY F. (1946) – Erosion and tectonics in the east african rift system – *Quat. J. Geol. Soc. London*, 102, pp. 339-379.
- DIXEY F. (1955) – Erosion surfaces in Africa : some considerations of age and origin – *Trans. geol. Soc. South Afr.*, 58, pp. 265-280.
- DIXEY F. (1958) – Observations sur les surfaces d'érosion à Madagascar – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 247, pp. 944-947.
- DOORNKAMP J. C. et TEMPLE P. H. (1966) – Surface, drainage and tectonic instability in part of southern Uganda – *Geogr. J.*, 132, pp. 238-252.
- DRESCH J. (1947) – Pénéplaines africaines – *Ann. Géogr. Fr.*, 56, pp. 125-137.
- DRESCH J. (1953) – Plaines soudanaises – *Rev. Géomorph. dyn.*, 1, pp. 39-44.
- DRESCH J. (1957) – Pédiments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs – *Inform. géogr.*, pp. 183-196.
- DUCELLIER J. (1963) – Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du centre et du nord de la Haute-Volta – *Mém. BRGM*, 10, 320 p.
- DUMAS B. (1967) – Place et signification des glacis dans le quaternaire – *Bull. Ass. fr. Et. Quatern.*, 3, pp. 223-244.
- DUMAS B. et TRICART J. (1968) – Observations à la communication de B. Dumas : place et signification des glacis dans le Quaternaire – *Bull. Ass. fr. Et. Quatern.*, 5, pp. 315-318.
- DU TOIT A. L. (1926) – *Geology of South Africa* – London, 463 p., 2^e éd. 1939.
- ELDIN M. (1971) – Le climat – in : Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire, *Mém. ORSTOM*, 50, 391 p., pp. 73-108.
- ELOUARD P. (1962) – Étude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal – Thèse Sci. Paris et *Mém. BRGM*, 7, 274 p.
- ERHART H. (1943) – Les latérites du Moyen Niger et leur signification paléoclimatique – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 217, pp. 323-325.
- ERHART H. (1956) – La genèse des sols en tant que phénomène géologique – Masson Ed., Paris, 170 p., 2^e éd. 1967.
- ESCHENBRENNER V. (1969) – Étude géomorphologique et pédologique de la région de Tanda (Côte d'Ivoire) – Rapport ORSTOM, Adiopodoumé, 4, *multigr.*, 83 p.
- ESCHENBRENNER V. et GRANDIN G. (1970) – La séquence de cuirasses et ses différenciations entre Agnibilékrou et Diébougou (Haute-Volta) – *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 2, pp. 205-246.
- ESTEIOULE-CHOUX J. (1968) – L'Éocène du massif armoricain – Coll. Eocène, *Mém. BRGM*, 58, pp. 417-425.
- FAUCK R. (1970) – Évolution des quartz dans les sols rouges ferrallitiques développés sur les roches sableuses et gréseuses de l'Afrique occidentale – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 271-D, pp. 2273-2276.
- FAURE H. (1962) – Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental – Thèse Sci. Paris et *Mém. BRGM*, 1966.
- FAURE H. (1969) – Lacs quaternaires du Sahara – *Mitt. Intern. Verein. Limnol.*, Stuttgart, 17, pp. 131-146.
- FAURE H. et ELOUARD P. (1967) – Schéma des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265, pp. 784-787.
- FERMOR L. L. (1909) – The manganese ore deposits of India. *Mém. of the Geol. Surv. of India*, 37, vol. 1 et 2, 1294 p.
- FLICOTEAUX R. et TESSIER F. (1971) – Précisions nouvelles sur la stratigraphie des formations du plateau de Thiès (Sénégal occ^{al}) et sur leurs altérations – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272-D, pp. 364-367.
- FÖLSTER H. (1964) – Morphogenèse der Südsudanesischen Pediplane – *Zeitschr. f. Geomorph.*, 8, pp. 393-423.
- FÖLSTER H. et LADEINDE T. A. O. (1967) – The influence of stratification and age of pedisements on the clay distribution in ferruginous tropical soils – *Pédologie Ghent*, 17, pp. 212-231.
- FÖLSTER H. (1969) – Slope development in SW-Nigeria during late Pleistocene and Holocene – *Gött. Bodenk. Ber.*, 10, pp. 3-56.
- FRATSCNER W. T. (1960) – Die laterite der südöstlichen Boé (Portugiesische Guinea) – *Geol. en Mijnb.*, 39, pp. 500-511.
- FREYTET P. (1964) – Le Vitrollien des Corbières orientales – *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.*, 6, pp. 179-199.
- FRITSCH P. (1969) – Note préliminaire sur la morphologie du piémont nord de l'Adamaoua dans la région de Kontcha (Cameroun) – *Ann. Fac. Sci. Cameroun*, 3, pp. 101-111.

- FRITSCH P. (1970) – Reconnaissance morphologique de la plaine de Tikar (Cameroun) – *Ann. Fac. Sci. Cameroun*, 4, pp. 55-51.
- GAVAUD M. (1966) – Étude pédologique du Niger Occidental – Rapport général – Rapport ORSTOM, *multigr.* 1, 248 p.
- GAVAUD M. (1967) – Esquisse de l'histoire des sols du Niger centre et ouest méridional – *Bull. ASEQUA*, 14-15, pp. 24-27.
- GAVAUD M., BOULET R. et LEVEQUE A. – Les couvertures de sols soudano-sahéliens du Tchad au Sénégal. Principes successifs de caractérisation et d'interprétation – Congr. intern. Sci. Sol. Moscou (à paraître).
- GEORGE B. (1968) – Rôle de l'analyse du modelé latéritique dans la prospection des nappes d'eau des terrains d'altération en Afrique occidentale – *Bull. BRGM*, sect. 3, 2, pp. 53-65.
- GEZE B. (1943) – Géographie physique et géologie du Cameroun occidental – *Mém. Mus. nat. Hist. natur.*, 17, pp. 1-271.
- GLADKOVSKY A. K. et USHATINSKY I. N. (1964) – Mineral composition of laterite and sedimentary bauxite – XXIInd Intern. Geol. Congr., New-Dehli, 14, pp. 152-170.
- GOLDMANN M. I. et TRACEY J. I. (1946) – Relations of bauxite and kaolin in the Arkansas bauxite deposits – *Econ. Geol.*, 41, pp. 567-575.
- GRANDIN G. (1968) – Aspects exogènes du gisement de manganèse de Grand-Lahou (Côte d'Ivoire). Chronique Mines et Rech. Minière, n° 375, pp. 199-206.
- GRANDIN G. (1968) – Les niveaux cuirassés dans la région de Blafo-Guétou – VIth Conf. WASA, Rapport ORSTOM, Abidjan, *multigr.*, 14 p.
- GRANDIN G. et DELVIGNE J. (1969) – Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi, jalons de l'histoire morphologique de la Côte d'Ivoire – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 269-D, pp. 1474-1477.
- GRANDIN G. et DELVIGNE J. (1969) – Traits généraux de l'évolution du réseau hydrographique dans la région du confluent Bandama-Nzi (Côte d'Ivoire) – *Bull. ASEQUA*, 23, pp. 7-14.
- GRAS F. (1970) – Surfaces d'aplanissement et remaniement des sols sur la bordure orientale du Mayombe – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 7, pp. 273-294.
- GREENE H. (1950) – So-called irreversible laterization – IVth Intern. Congr. *Soil Sci.*, Amsterdam, 2, pp. 175-177.
- GRUBB P. L. (1970) – Mineralogy, geochemistry and genesis of the bauxite deposits in the Grove and Mitchell Plateaux, northern Australia – *Miner. Depos.*, 5, pp. 248-272.
- GRUBB P. L. (1963) – Critical factors in the genesis, extent and grade of some residual bauxite deposits – *Econ. Geol.*, 58, pp. 1267-1277.
- GUIRAUDIE C. et ROCH E. (1952) – Les basaltes des plateaux de l'Adamaoua (Nord-Cameroun) et les vieilles latérites – *C.R. et Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 2, pp. 17-19.
- HEINZELIN (DE) J. (1955) – Observations sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux – INEAC, Bruxelles, *sér. Sci.*, 64.
- HEINZELIN (DE) J. (1952) – Sols, paléosols et désertifications anciennes dans le secteur nord-oriental du Bassin du Congo – INEAC, Bruxelles, coll. in 4°, 172 p.
- HEM J. D. (1963) – Chemical equilibria affecting the behaviour of Mn in natural water. *Bull. Assoc. Intern. Hydrologie Scientifique*, 8, 3, pp. 9-63.
- HERVIEU J. (1968) – Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical – *Mém. ORSTOM*, 24, 465 p.
- HERVIEU J. (1970) – Influence des changements de climat quaternaires sur le relief et les sols du Nord-Cameroun – *Bull. ASEQUA*, 25, pp. 97-105 et *Ann. Géogr. Fr.*, 433, pp. 386-398.
- HILTON T. E. (1963) – The geomorphology of Northeastern Ghana – *Zeitschrift. Geomorph.* 7, pp. 309-325.
- HOORE (D') J. (1954) – L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux – Publ. Inst. Nat. Agron. Congo belge, *sér. Sci.*, 62, 132 p.
- HUNTER J. M. (1959) – Aspects of the erosional history of the Upper Birim basin, Ghana – *J. West afr. Sci. Assoc.*, 5, 2, pp. 108-125.
- HUNTER J. M. (1961) – Morphology of a bauxite summit in Ghana – *Geogr. J. London*, 127, pp. 469-476.
- HUNTER J. M. et HAYWARD D. F. (1971) – Towards a model of scarp retreat and drainage evolution : evidence from Ghana, west Africa – *Geogr. J.*, 137, pp. 51-68.
- HURAUULT J. (1967) – L'érosion régressive dans les régions tropicales humides et la genèse des inselbergs granitiques – I.G.N. Paris, Études de photointerprétation, 3, 68 p.
- JAEGER P. (1953) – Contribution à l'étude du modelé de la dorsale guinéenne. Les monts Loma (Sierra Léone) – *Rev. Géomorph. dyn.*, 4, pp. 105-113.
- JESSUP R. W. (1960) – The lateritic soils of the south-eastern portion of the Australian arid zone – *J. Soil Sci.*, 11, pp. 106-113.
- JONES H. A. (1955) – The oolitic ironstones of the Agbaja plateau, Kabba province – *Records Geol. Surv. Nigeria*, p. 20.
- KALOGA B. (1966) – Étude pédologique des bassins versants des Volta blanche et rouge en Haute-Volta – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* 1^{re} partie : Le milieu naturel, 4, pp. 23-61, 2^e partie : Les vertisols, 4, pp. 29-61.
- KING L. C. (1948) – On the ages of african landsurfaces – *Quat. J. Geol. Soc. London*, 104, pp. 439-459.

- KING L. C. (1950) – The study of the world's plainlands : a new approach in geomorphology – *Quat. J. Geol. Soc. London*, 106, pp. 101-131.
- KING L. C. (1953) – Canons of landscape evolution – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, pp. 721-752.
- KING L. C. (1962) – Morphology of the earth – Oliver and Boyd Ed, Edinburgh-London, 725 p. 2^e édition 1967.
- KOVDA V. A., SAMOILOVA E. M., VASILEVSKAYA V. D., YAKUSHEVSKAYA I. V. (1968) – Geochemical differentiation of products of weathering and soil formation on the russian great plain. IX^e Cong. Intern. Sci. Sol (Adelaïde), 4, pp. 293-301.
- KRAUSKOPF K. B. (1956) – Separation of manganese from iron in the formation of manganese deposits in volcanic associations – XX^e Congr. géol. inter. Mexico, *Symp. Yacim. mangan.*, 1, pp. 119-131.
- LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1952) – Nature et origine du relief de la dorsale guinéenne – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 235, pp. 1144-1146.
- LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1956) – Les niveaux d'érosion intérieurs dans l'Ouest africain – XVIII^e Congr. intern. Géogr., Rio, 2, pp. 262-269.
- LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1956) – Genèse de certaines cuirasses ferrugineuses en Afrique occidentale – XVIII^e Congr. intern. Géogr., Rio, 2, pp. 270-277.
- LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1962) – Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses – *Rev. Géomorph. dyn.*, 13, 10, 11, 12, pp. 145-160.
- LAPLANTE A. et BACHELIER G. – Un processus pédologique de la formation des cuirasses latéritiques dans l'Adamaoua (Nord-Cameroun). *Rev. Géomorph. dyn.*, 6, pp. 214-219.
- LEAKEY L. S. B. (1949) – Tentative study of the pleistocene climatic changes and stone-age culture sequence in North-Eastern Angola – Publ. Cult. Comp. de Diamants de Angola Diamang, Lisboa, 4, 19.
- LECLERC J. Ch. (1945) – Structure et relief de l'Afrique Occidentale – *Études Rhodaniennes*, 22, pp. 149-172.
- LECLERC J. Ch., LAMOTTE M. et RICHARD-MOLARD J. (1949) – Niveaux et cycles d'érosion du Mont Nimba (Haute Guinée française) – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 228, p. 1510.
- LECLERC J. C., RICHARD-MOLARD J., LAMOTTE M., ROUGERIE G. et PORTERES R. (1955) – La chaîne du Nimba. Essai géographique – *Mém. IFAN*, Dakar, 43, fasc. 3, 271 p.
- LENEUF N. (1959) – L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés – Thèse Sci. Paris, 210 p.
- LENEUF N. (1968) – Le Continental terminal. Contribution à l'établissement de la notice explicative de la carte géologique au 1/1 000 000 de la Côte d'Ivoire – SODEMI Abidjan, rapport 204, *multigr.* 37 p.
- LENEUF N. (1972) – Aspects microscopiques de la surface de grains de quartz du Continental terminal de Côte d'Ivoire – *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 4, pp. 53-65.
- LEPERSONNE J. (1956) – Les surfaces d'érosion des hauts-plateaux de l'intérieur de l'Afrique centrale – Analyse critique d'une étude de R.V. RUHE – *Bull. Acad. roy. Sci. colon.* Bruxelles, 2, 4, pp. 596-619.
- LEPERSONNE J. (1956) – Les aplanissements d'érosion du Nord-est du Congo belge et des régions voisines – *Mém. Acad. roy. Sci. colon.*, Cl. Sci. Nat., 4, 7, 109 p.
- LEPERSONNE J. (1958) – Mise au point concernant la note de M. R. V. Ruhe intitulée « Érosion surfaces of the Ituri, Belgian Congo -Reply to J. LEPERSONNE » – *Bull. Acad. roy. Sci. colon.*, Bruxelles, 4, 2, pp. 384-407.
- LEPRUN J. C. (1969) – Évolution géomorphologique de la vallée du Sourou et de ses bordures voltaïques – Université de Dakar – Travail d'études et de recherches, Maîtrise de géographie, *multigr.* 50 p.
- LEPRUN J. C. (1972) – Cuirasses ferrugineuses autochtones et modelé des bas reliefs des pays cristallins de Haute-Volta orientale – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275-D, pp. 1207-1210.
- LEVEQUE A. (1966) – Étude des principaux critères de la classification des sols ferrallitiques de Guyane française. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, 4, 4, pp. 61-74.
- LOUIS H. (1964) – Über Rumpfflächen und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen, besonders nach Studien in Tanganyika – *Zeitschr. f. Geomorph.*, 8, Sonderheft, pp. 43-70.
- LUCAS J. (1962) – La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Étude sur les argiles du Trias – Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte. Géol. Als. Lorr.*, 23, 202 p.
- MAIGNIEN R. (1954) – Formation de cuirasses de plateaux, région de Labé (Guinée française), V^e Congr. intern. Sci. Sol, Léopoldville, 5, pp. 13-18.
- MAIGNIEN R. (1954) – Cuirassement de sols de plaine. Ballay (Guinée) – V^e Congr. intern. Sci. Sol, Léopoldville, 4, pp. 19-22.
- MAIGNIEN R. (1956) – De l'importance du lessivage oblique dans le cuirassement des sols en AOF – VI^e Congr. intern. Sci. du Sol, Paris, E, pp. 463-466.
- MAIGNIEN R. (1958) – Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique occidentale) – *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 16, 235 p.
- MAIGNIEN R. (1960) – Influence ancienne sur la morphologie, l'évolution et la répartition des sols en Afrique tropicale de l'Ouest – VIIth Intern. Congr. Soil. Sci., Madison, 4, pp. 171-176.

- MAIGNIEN R. (1966) – Compte rendu de recherches sur les latérites – Coll. sur les latérites Madagascar 1964, UNESCO, Recherches sur les ressources naturelles, 4, 155 p.
- MARTIN D. (1966) – L'hydromorphie dans les sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 4, 4, pp. 39-43.
- MARTIN D. (1967) – Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre Cameroun – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 5, pp. 18 9-218.
- MARTIN L. (1969) – Introduction à l'étude géologique du plateau continental ivoirien – Doc. Sci. provisoire C.R.O., 34, ORSTOM Abidjan, *multigr.* 162 p.
- MAUD R. R. (1968) – Further observations on the laterites of Coastal Natal, South Africa – IXth Intern. Congr. Soil Sci., Adélaïde, 4, pp. 151-158.
- MENSCHING H. (1958) – Glacis, Fussfläche, Pediment – *Zeitschr. f. Geomorph.*, 2, pp. 165-186.
- MENSCHING H. (1968) – Bergfussflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen – *Geol. Rundsch.*, 58, pp. 62-82.
- MICHARD G. (1969) – Contribution à l'étude du comportement du manganèse dans la sédimentation chimique. Thèse Sci. Paris, 195 p.
- MICHEL P. (1959) – L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Les rapports avec la prospection minière – *Rev. Géomorph. dyn.*, 5-6 à 11-12, pp. 117-143.
- MICHEL P. (1969) – Les grandes étapes de la morphogénèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie pendant le Quaternaire – *Bull. IFAN Dakar*, 31, A, 2, pp. 293-324.
- MICHEL P. (1970) – Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, étude géomorphologique – Thèse Lettres Strasbourg, 1, 2, 3, *multigr.*, 1169 p.
- MILLOT G. (1957) – Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileuse – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 244, pp. 2536-2539.
- MILLOT G. (1961) – Silicifications et néoformations argileuses : problèmes de genèse – in Genèse et Synthèse des argiles, Coll. Intern. C.N.R.S. Paris, 105, pp. 167-173.
- MILLOT G. (1964) – Géologie des argiles – Masson Ed., Paris, 499 p.
- MILLOT G. (1967) – Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges) – *Sedimentology*, 8, pp. 259-280.
- MILLOT G. (1971) – Géochimie des altérations – *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 24, pp. 181-217.
- MILLOT G., RADIER H. et BONIFAS M. (1957) – La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, pp. 425-433.
- MILLOT G., RADIER H., MULLER-FEUGA R., DEFOSSEZ M. et WEY R. (1959) – Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes – *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 12, 2, pp. 3-14.
- MILLOT G. et FAUCK R. (1971) – Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272-D, pp. 4-7.
- MOLLY E. W. (1946) – Rapport de la mission du Yaouré. Dir. Mines AOF (Dakar). *Multigr.* 86 p.
- MULCAHY M. J. (1960) – Laterites and lateritic soils in S.W. Australia – *J. Soil. Sci.*, 2, pp. 206-225.
- MULCAHY M. J. et HINGSTON F. (1961) – The development and distribution of soils of the York-Quairading area, Western Australia, in relation to landscape evolution – *Commonw. Scient. Indus. Res. Organ., Soil Publ.*, 17, 43 p.
- NAHON D. (1971) – Genèse et évolution des cuirasses ferrugineuses quaternaires sur grès – exemple du massif de Ndias (Sénégal occidental) – *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 24, pp. 219-241.
- NAHON D. et DEMOULIN D. (1970) – Essai de stratigraphie relative des formations cuirassées du Sénégal occidental – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270-D, pp. 2764-2767.
- NICOLAS J. et BELINGA S. (1969) – Contribution à l'étude de l'origine et de l'évolution des bauxites de l'Adamaoua (Cameroun) – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268-D, pp. 1157-1160.
- NICOLAS J., HIERONYMUS B. et KOTSCHOUBEY B. (1969) – Kaolinisation et formation d'argiles « flint » par resilicification et deferrification de la bauxite du Var sous l'influence des toits sableux et gréseux du Valdo-Fuvélien – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268-D, pp. 2862-2864.
- NICOLAS J. et LECOLLE M. (1968) – Essai de reconstitution paléogéographique de la Provence au Crétacé supérieur. Position et âge possibles de la roche mère de la latérite d'où provient la bauxite – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266-D, pp. 445-448.
- NILSSON E. (1949) – The pluvials of East Africa. An attempt to correlate pleistocene changes of climate – *Geografiska Ann.*, Stockholm, 31, pp. 204-211.
- NOVIKOFF A. (1974) – L'altération des roches dans le massif du Chaillu. Thèse, Strasbourg, 298 p.
- PALLISTER J. W. (1956) – Slope development in Buganda – *Geogr. J.*, 122, pp. 80-87.
- PALLISTER J. W. (1954) – Érosions levels and laterite in Buganda province, Uganda – XIX^e Congr. géol. intern. Alger, 21, ASGA 2^e partie, pp. 193-199.
- PAPON A. (1962) – Rapport définitif sur la mission manganèse Divo-Nord. BRGM Abidjan, rapport *multigr.*, 60 p.

- PAPON A. (1962) – Problème du manganèse. Région de Grand-Lahou-Divo-Toumodi – B.R.G.M. Abidjan, rapport *multigr.*, 26 p.
- PAQUET H. (1969) – Évolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées – Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 30, 1970, 212 p.
- PECCIA-GALLETTO J. (1960) – Le gisement de manganèse de Grand-Lahou. *Ann. Mines* (Paris) pp. 711-720.
- PEYVE A. V. et SINITZYN V. M. (1950) – Certains problèmes fondamentaux de la doctrine des géosynclinaux – *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Sér. Géol.*, 4, pp. 28-52.
- PIAS J. (1968) – Contribution à l'étude des formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et des sols qui en dérivent – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 6, pp. 367-377.
- PICOT P. et TRINQUARD R. (1969) – La manganosite (MnO) du gîte de manganèse de Tambao (Haute-Volta). *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 92, pp. 500-502.
- PIERUCCINI R. (1956) – Qualche considerazione sul comportamento geochimico del manganese – XX^e Congr. geol. intern. Mexico, Symp. Yacim. Mangan., 1, pp. 135-146.
- POUQUET J. (1960) – Quelques types d'évolution du relief en Guinée française : processus hydrographiques et phénomènes de cuirassement sur les hautes surfaces du Fouta-Djalou – XVIII^e Congr. Géogr. intern., Rio, 1956, 2, pp. 350-361.
- PREEZ (DU) J. W. (1949) – Laterite : a general discussion with a description of Nigerian occurrences – *Bull. Agric. Congo belge*, 40, pp. 53-66.
- PREEZ (DU) J. W. (1954) – Notes on the occurrence of oolites and pisolites in Nigerian laterites – XIX^e Congr. geol. intern. Alger, 21, ASGA 2^e partie, pp. 163-169.
- PUGH J. C. (1954) – High-level surfaces in the eastern highlands of Nigeria – *S. Afr. Geogr. J.*, 36, pp. 31-42.
- PUGH J. C. (1966) – The landforms of the low latitudes – in DURY GH « Essays in geomorphology », Elsevier N.Y., pp. 121-138.
- PUTZER M. (1968) – Die Mangan-Erzlagerstätte Mokta, Elfenbeinküste, als Beispiel für lateritische Verwitterungslagerstätten in den Tropen. *Zeits. für Erzbergbau und Metallhüttenwesen*, 21, 10, pp. 467-471.
- RADIER H. (1957) – Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental. 1) Le précambrien saharien au sud de l'Adrar des Iforas – 2) Le bassin de Gao crétacé et tertiaire –, Thèse Sci. Strasbourg et *Bull. Serv. géol. Prosp. min.* AOF, 26, 1959, 556 p.
- RANKAMA K. et SAHAMA T. G. (1950) – Geochemistry – Chicago University Press.
- REFORMATSKY N. (1935) – Quelques observations sur les latérites et les roches ferrugineuses de l'ouest de la colonie du Niger – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, pp. 575-589.
- REICHELT R. (1972) – Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un seuil et un bassin du Précambrien supérieur – *Mém. BRGM*, 53, 213 p.
- RIEDEL A. (1964) – Note sur le gisement de manganèse de Tiéré. BRGM, rapport *multigr.* 14 p.
- RIOU G. (1961) – Notes sur quelques problèmes de géomorphologie et de pédologie dans la zone de transition forêt-savane. I. Région de Toumodi – Rapport ORSTOM, Abidjan, *multigr.* 56 p.
- RIOU G. (1965) – Notes sur les sols complexes des savanes pré-forestières en Côte d'Ivoire – Ann. Univ. Abidjan, sér. Lettres, 1, pp. 17-36.
- RIOU G. (1966) – Les sols en pays baoulé. Utilisation. Possibilités de mise en valeur – Thèse 3^e cycle, Strasbourg, *multigr.* 1, 77 p. – 2, 167 p. – 3, 79 p.
- RIQUIER J. (1954) – Formation d'une cuirasse ferrugineuse et manganésifère en région latéritique – V^e Congr. intern. Sci. Sol. Léopoldville, 4, pp. 229-236.
- RIQUIER J. (1969) – Contribution à l'étude des « stone-lines » en régions tropicale et équatoriale – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 7, pp. 71-111.
- ROCCI G. – Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'ouest africain – Coll. intern. CNRS, Géochronologie absolue, Nancy, 151, pp. 257-273.
- ROCCI G. – Les chaînes du Protozoïque supérieur dans l'ouest africain – Résumé Comm. V^e Coll. Géol. afr., Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, 41, pp. 56-61.
- ROCH E. (1958) – S'élabore-t-il actuellement beaucoup de latérites dans le quart NW de l'Afrique ? – C.R. somm. S.G.F., pp. 176-177.
- ROGNON P. (1967) – Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Étude géomorphologique – Thèse Lettres Paris et Publ. CRZA, sér. Géol., 9, 559 p.
- ROHDENBURG H. (1969) – Hangpedimentation und klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika besonders aus dem Schichtstufenland Südost Nigerias – *Gött. Bodenk. Ber.*, 10, pp. 57-152.
- ROHDENBURG H. (1970) – Morphodynamische Aktivitäts und Stabilitätszeiten statt pluvial und Interpluvialzeiten – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 21, pp. 81-96.
- ROQUES M. (1948) – Le Précambrien de l'Afrique occidentale française – *Bull. Soc. géol. Fr.* 5^e Sér., 18, pp. 589-628.

- ROUGERIE G. (1958) – Le niveau des 200 m et les niveaux récents en Côte d'Ivoire – *Études Eburnéennes*, 7, pp. 223-233.
- ROUGERIE G. (1960) – Le façonnement des modelés en Côte d'Ivoire forestière – *Mém. IFAN*, 58, 542 p.
- ROUTHIER P. (1953) – Étude géologique du versant occidental de la Nelle – Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama – *Mém. Soc. géol. Fr.*, 67, 270 p.
- ROY CHOWDHURY M. K., ANANDALWAR M. A. et TYAGI R. C. (1964) – Parent rock of latérite and bauxite on Photka Pahar, Bilaspur district, Madhya Pradesh (India) – XXIIInd Intern. Geol. Congr., New-Dehli, 14, pp. 64-79.
- ROY CHOWDHURY M. K., VENKATESH V. et PAUL D. K. (1964) – Laterite and bauxite of Anarkantah Madhya Pradesh India – XXIIInd Intern. Geol. Congr., New-Dehli, 14, pp. 45-63.
- RUELLAN A. (1971) – Le thème B en Haute-Volta et au Togo – Bull. liaison thème B, ORSTOM, 1, *multigr.*, pp. 11-24.
- RUHE R. V. (1954) – Erosion surfaces of central African interior plateaus – Publ. INEAC, Bruxelles, *sér. Sci.*, 59, 38 p.
- RUHE R. V. (1956) – Landscape evolution in the high Ituri (Belgian Congo) – Publ. INEAC, Bruxelles, *sér. Sci.*, 66, 91 p.
- RUHE R. V. (1958) – Erosion surfaces of the Ituri, Belgian Congo. Reply to J. Lepersonne – *Bull. Acad. roy. Sci. colon.* 4, pp. 360-383.
- RUHE R. V. (1959) – Stone lines in soils – *Soil Sci.*, 87, pp. 223-231.
- SABOT J. (1954) – Les latérites. – XIX^e Congr. géol. intern. Alger, 21, ASGA 2^e partie, pp. 181-192.
- SAURIN E. et CARBONNEL J. P. (1964) – Les latérites sédimentaires du Cambodge oriental – *Rev. Géogr. phy. Géol. dyn.*, 6, pp. 241-256.
- SCAETTA H. (1941) – Limites boréales de la latéritisation actuelle en Afrique occidentale – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 212, pp. 129-130.
- SEGALEN P. (1967) – Les sols et la géomorphologie du Cameroun – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 5, pp. 137-187.
- SEGALEN P. (1969) – Le remaniement des sols et la mise en place de la « stone-line » en Afrique – *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 7, pp. 113-127.
- SERVANT J. (1956) – Les gisements et indices de manganèse de l'Afrique occidentale française – XX^e Congr. géol. intern. Mexico, Symp. Yacim. Mangan., 2, pp. 89-114.
- SERVANT M., SERVANT S. et DELIBRIAS G. (1969) – Chronologie du Quaternaire récent des basses régions du Tchad – *C.R. Acad. Sci., Paris*, 269-D, pp. 1603-1606.
- SERVICE H. (1943) – The geology of N'Suta manganese ore deposits. *Mém. Gold Coast Geol. Surv.*, 5, 32 p.
- SLANSKY M. (1958) – Vue d'ensemble sur le bassin sédimentaire côtier du Dahomey-Togo – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, pp. 555-580.
- SONNENDRÜCKER P. (1959) – Le manganèse de la région de Bondoukou. Rapport de fin de mission. BUMIFOM, Abidjan, rapport *multigr.*
- SOREM R. K., CAMERON E. N. (1960) – Manganese oxides and associated minerals of the N'Suta deposits. *Econ. Geol.*, 55, pp. 278-310.
- SOULE DE LAFONT D. (1956) – Le Précambrien moyen et supérieur de Bondoukou (Côte d'Ivoire). Thèse Sci. Paris et Bull. Dir. Féd. Mines Géol., Dakar, 18, 174 p.
- TAGINI B. (1962) – Essai de division structurale du Précambrien de Côte d'Ivoire – SODEMI, Abidjan, rapport n° 2, *multigr.*, 34 p.
- TAGINI B. (1966) – Esquisse géotectonique de la Côte d'Ivoire – SODEMI, Abidjan, rapport n° 107bis, *multigr.*, 100 p.
- TARDY Y. (1969) – Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 31, 199 p.
- TESSIER F. (1965) – Les niveaux latéritiques du Sénégal – XXIIInd Intern. Geol. Congr., New-Dehli 1964, 14, pp. 29-43.
- TESSIER F. (1954) – Oolithes ferrugineuses et fausses latérites dans l'est de l'Afrique occidentale française – *Ann. Ec. sup. Sci., Inst. Htes Et., Dakar*, 1, pp. 113-128.
- THORNBURY W. D. (1954) – Principles of Geomorphology – Wiley Ed., N.Y.
- TOUPET C. (1968) – Les éléments majeurs du climat – Légende des planches 10, 11, 12, 13 in Atlas international de l'Ouest africain.
- TRAUTH N., SOMMER F. et LUCAS J. (1969) – Évolution géochimique d'une série sédimentaire paléogène dans le bassin de Paris – *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 22, pp. 279-310.
- TRENDALL A. F. (1962) – The formation of « apparent peneplains » by a process of combined lateritisation and surface wash – *Zeitschr. f. Geomorph.*, 6, pp. 183-197.
- TRICART J. (1955) – Types de fleuves et systèmes morphogénétiques en Afrique occidentale – LXXX^e Congr. Nat. Soc. Sav., Lille, 68, *Bull. Sect. géogr. Com. Trav. Hist. et Sci.*, 68, pp. 303-345.
- TRICART J. (1956) – Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires – *C.R. Soc. géol. Fr.*, 10, pp. 164-167.
- TRICART J. (1957) – Aspects et problèmes géomorphologiques du littoral occidental de la Côte d'Ivoire – *Bull. IFAN*, 1957, 19, sér. A, 1, pp. 1-20.

- TRICART J. (1959) – Observations sur le façonnement des rapides des rivières intertropicales – *Bull. Sec. Géogr. Comité Tr. Hist. et Sci.*, Paris, 71, pp. 289-313.
- TRICART J. (1965) – Principes et méthodes de la géomorphologie – Masson Ed., Paris, 496 p.
- TRICART J. (1969) – Le modelé des régions sèches – in Tricart et Cailleux « *Traité de Géomorphologie* », SEDES, Paris, 4, 472 p.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1955) – Cours de géomorphologie climatique – Centre de Doc. Univ., Paris, *multigr.* 223 p.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1965) – Le modelé des régions chaudes. Forêts et savanes – SEDES, Paris, 322 p.
- TRICART J., GUERRA DE MACEDO N. (1965) – Rapport de mission de reconnaissance géomorphologique de la vallée moyenne du Niger – *Mém. IFAN*, 72, 196 p.
- TRICART J., MICHEL P. et VOGT J. (1957) – Oscillations climatiques quaternaires en Afrique occidentale – V^e Congr. Intern., INQUA, Madrid-Barcelone, pp. 187-188.
- URVOY Y. (1942) – Les bassins du Niger, étude de géographie physique et de paléogéographie – *Mém. IFAN*, Dakar, 142 p.
- VALETON I. (1963) – Petrographie und genese von Bauxitlagerstätten (Ein Ueberblick über die Bauxitliteratur) – *Geol. Rundsch.* 52, pp. 448-474.
- VALETON I. (1968) – Zur petrographie der bauxitlagerstätten auf der charnockite-suite im Salemdistrikt und in den Nilgiri-Hills, Südindien – *Miner. Depos.*, 3, pp. 34-47.
- VALETON I. (1967) – Bauxiführende Laterite auf dem Trappbasalt Indiens als fossile, polygenetisch veränderte Bodenbildung – *Sedim. Geol.*, 1, pp. 7-56.
- VEATCH A. C. (1935) – Evolution of the Congo basin – *Geol. Soc. Amer. Mém.*, 3, 183 p.
- VINCENNE H. (1956) – Observations géologiques sur quelques gîtes marocains de manganèse syngénétique – XX^e Congr. géol. intern. Mexico, Symp. Yacim. Mangan., 2, pp. 249-268.
- VOGT J. (1956) – Rapport provisoire de mission en moyenne Côte d'Ivoire – Rapport SGPM Dakar (arch. BRGM), 31, *multigr.* 23 p.
- VOGT J. (1957) – Rapport provisoire de mission sur le plateau Mandingue – Rapport SGPM Dakar (arch. BRGM), *multigr.* 24 p.
- VOGT J. (1959) – Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest africain – *Ann. Géogr. Fr.*, 68, 367, pp. 193-206.
- VOGT J. (1962) – Une vallée soudanaise, la moyenne Bagoé – *Rev. Geomorph. dyn.*, 13, pp. 2-9.
- VOGT J. (1962) – Notes de géomorphologie gabonaise – *Rev. Géomorph. dyn.*, 13, 10-12, pp. 161-169.
- VOGT J. (1968) – Le dernier cycle de creusement et d'accumulation et les processus actuels dans les savanes des confins de Côte d'Ivoire et de Haute-Volta – WASA, VI^e Conf. Biennale, Abidjan, Sect. Sci. Terre, Univ. Abidjan, *multigr.* 8 p.
- VOGT J. et VINCENT P. L. (1966) – Terrains d'altération et de recouvrement en zone intertropicale. A) Le complexe de la stone-line. Mise au point. B) Les formations meubles superficielles au Sud du Congo et au Gabon – *Bull. BRGM*, 4, pp. 3-111.
- WAGRENIER P. (1961) – Mission de recherche de bauxite au Logone et au Moyo-Kébi (Tchad) – *Bull. Inst. Equat. Rech. Et. Géol. Min.*, 14, pp. 37-42.
- WAYLAND (1933-34) – The peneplains of East Africa – *Geogr. J.*, 82, pp. 95 et 83, p. 79.
- WEBER F. (1969) – Une série précambrienne du Gabon : le Francevillien. Sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux associés. Thèse Sci. Strasbourg, et *Mém. Carte Géol. Als. Lorr.*, 28, 328 p.
- WEISSE J. G. (DE) (1952) – Note sur quelques types de latérite de la Guinée portugaise – XIX^e Congr. géol. intern., Alger, 21 AGSA, 2^e partie, pp. 171-179.
- WHITE Richard W. (1972) – Progressive metamorphism of iron formation and associated rocks in the Wologizi Range, Libéria – U.S. Geol. Survey. Open file report, *multigr.*, 90 p.
- ZANONE L. (1964) – Le manganèse en Côte d'Ivoire. Rapport de fin de mission. SODEMI, Abidjan, rapport n° 44 et 44bis, *multigr.* 273 p.
- ZANONE L. (1965) – La bauxite en Côte d'Ivoire – Rapport SODEMI, Abidjan, n° 158 et 158bis, *multigr.*, 174 p.

Table des figures

1. Afrique de l'Ouest. Limite des États	9
2. Afrique de l'Ouest. Pluviométrie	12
3. Afrique de l'Ouest. Structure géologique	15
4. Côte d'Ivoire. Indices de manganèse du Birrimien	18
5. Côte d'Ivoire. Régions étudiées	20
6. Région du Blafo-Guétou. Relief	34
7. Région du Blafo-Guétou. Esquisse géologique	35
8. Région du Blafo-Guétou. Profil en long des axes de drainage majeurs	36
9. Lomo. Géologie et cuirasses	h.t.
10. Afotobo. Géologie et cuirasses	h.t.
11. Tokréyaokro. Géologie et cuirasses	h.t.
12. Tokréyaokro. Géomorphologie	39
13. Afotobo. Modelé à la fin de la période de formation du Haut-glacis	40
14. Région du Blafo-Guétou. Coupes superposées montrant la disposition des trois générations principales d'aplanissements	42
15. Massif du Kokumbo. Surface bauxitique et Haut-glacis	42
16. Étagement des cuirasses dans la région de Tokréyaokro	50
17. Profil B8. Matériaux allochtones du Haut-glacis du Guétou	62
18. Agueré-Koffikro. Le Haut-glacis au pied de la cote 192	64
19. Profil C2. Matériaux allochtones cuirassés du haut-glacis du Guétou	66
20. Coupe du haut-glacis dans la région de Tokréyaokro	72
21. Chaîne de puits A entre le Blafo et le Kan	73
22. Région de Bokasso. Relief	82
23. Région de Bokasso. Coupes	84
24. Région au nord de Guitri. Relief et géologie	86
25. Région au sud de Guitri. Esquisse géologique	87
26. Région au sud de Guitri. Relief	88
27. Brahéri	90
28. Plateaux Babokon. Situation des aplanissements intermédiaires	91
29. Région de Mokta. Relief	94
30. Mokta. Carrière C-ouest. Profil MC	96
31. Mokta. Carrière E-est. Profil ME	97
32. Mokta. Carrière K. Profil MK	98
33. Mokta. Carrière B-ouest. Profil MB	100
34. Passage d'un plateau cuirassé à une croupe gravillonnaire	100
35. Ghana méridional	103
36. Région de Nsuta	105
37. Région de Bondoukou	112
38. Tiendi. Cuirasses et éboulis bauxitiques (carte)	113
39. Tiendi. La cuirasse bauxitique et ses éboulis (coupe).	114
40. Bokari. Disposition de la cuirasse intermédiaire	115

41. Sapia. Cuirasses	116
42. Sapia-Koufo-Bidio. Répartition des cuirasses près de la vallée du Djélé.	117
43. Sapia. Disposition des glacis intermédiaires à la fin de la période d'aplanissement	117
44. Région de Bondoukou. Le Haut-glacis au pied des grands reliefs	120
45. Sapia. Cuirasse de Haut-glacis	121
46. Formes de relief entre Bondoukou et Borumba.	122
47. Borumba. Le Haut-glacis	123
48. Région de Korhogo	125
49. Dassoumblé. Géomorphologie	126
50. Région de Korhogo. Modelés cuirassés	128
51. Région de Tambao. Relief.	130
52. Région de Tambao. Géologie	132
53. Diagramme silice/alumine/oxyde de fer. Ensemble des échantillons	144
54. Diagramme silice/alumine/oxyde de fer. Région du Blafo-Guétó	145
55. Diagramme silice/alumine/oxyde de fer. Région de Mokta.	146
56. Diagramme k/j/i. Région du Blafo-Guétó	147
57. Diagramme k/j/i. Région de Mokta	148
58. Diagramme k/i/i. Autres régions.	149
59. Diagramme g/h/l + m. Région du Blafo-Guétó	150
60. Diagramme g/h/l + m. Région de Mokta	151
61. Les glacis cuirassés. Variations en latitude	170
62. Les glacis cuirassés. Climats	171
63. Étapes de la formation d'un glacis	173
64. Mokta. Pendages.	207
65. Mokta. Coupe des carrières	208
66. Mokta. Les cuirasses de manganèse.	209
67. Mokta. Fauchages	212
68. Indice de Bokasso	219
69. Tambao. Grande colline.	221
70. Nsuta. Hypothèse d'une structure plissée.	226
71. Borumba	229
72. Naniango	233
73. Blago-Guétó	238

Table des matières

	page
SOMMAIRE	5
AVANT-PROPOS	7
INTRODUCTION	
I <i>Cadre et cheminement</i>	9
II <i>Caractères dominés par la latitude</i>	11
a Le climat actuel	11
b Les sols	13
III <i>Quelques traits des structures géologiques</i>	14
a Structure d'ensemble	14
b Le socle éburnéen	16
c Le complexe volcano-sédimentaire et les minéralisations manganésifères	17
IV <i>Choix des régions étudiées</i>	19

première partie

ÉTUDES GÉOMORPHOLOGIQUES RÉGIONALES.

APLANISSEMENT ET CUIRASSEMENT

A DONNÉES GÉNÉRALES

I <i>Surfaces d'aplanissement. Formes</i>	25
a Surfaces supérieures	26
b Surfaces inférieures.	26
c Façonnement	27
II <i>Surfaces d'aplanissement. Matériaux associés</i>	28
a Surfaces supérieures	28
b Surfaces inférieures.	29
III <i>Entre les surfaces supérieures et inférieures : le relief intermédiaire</i>	30
IV <i>Questions</i>	31

B LA RÉGION DU BLAFO-GUÉTO

I <i>Vue d'ensemble</i>	33
a Situation de la région. Roches et rivières	33
b Le domaine granitique du Sud-est	33
c Le domaine volcano-sédimentaire.	37
d Conclusion	38

II <i>Le niveau bauxitique</i>	38
a Les cuirasses. Disposition	38
b Les cuirasses, témoins d'une surface d'aplanissement	41
c Formes de la surface d'aplanissement	43
d Discontinuité du cuirassement bauxitique	43
e Le profil	44
f Les faciès de la cuirasse bauxitique.	45
1) Le faciès pisolithique.	45
2) Le faciès granulaire	45
3) Le faciès bréchique	46
4) Le faciès ferruginisé	46
5) Caractéristiques communes	46
g Conclusion	47
III <i>Le niveau intermédiaire</i>	48
a Disposition. Surface d'aplanissement correspondante	48
b Relations avec le réseau hydrographique.	48
c Extension. Relations avec les cuirasses de pente	49
d Répartition des cuirasses selon la nature du substratum	51
e Le profil cuirassé et son démantèlement.	52
f Les faciès de la cuirasse intermédiaire.	53
1) Les deux faciès fondamentaux.	53
2) Les faciès accessoires.	54
3) Principaux caractères des cuirasses intermédiaires.	54
g Résultats analytiques	55
h Conclusion	55
IV <i>Le Haut-glacis</i>	56
a Extension. Glacis et cuirasse.	56
b Répartition des cuirasses	57
c Extension initiale. Type de modelé	58
d Altitude. Relations avec le réseau hydrographique.	59
e Matériaux de recouvrement	60
f Le profil cuirassé	63
1) Horizon superficiel meuble	63
2) La cuirasse, horizon induré discontinu	63
3) Les faciès de cuirasse	64
4) Les altérites.	65
g Conclusion	66
V <i>Le Moyen-glacis et les plaines alluviales</i>	67
VI <i>Grands traits de l'évolution de la région du Blafo-Guéto</i>	69
a Rappel des principaux caractères des aplanissements cuirassés.	69
b Les cuirasses, étapes de l'évolution géomorphologique	69
c Chronologie.	70
VII <i>Annexe. Description rapide de profils</i>	73
C LES RÉGIONS FORESTIÈRES AU SUD DU BLAFO-GUÉTO	
I <i>Région de Bokasso</i>	82
a Les aplanissements principaux	82
b Relations entre les aplanissements	83
c Conclusion	85
II <i>Région de Mokta</i>	85
a Le paysage de part et d'autre de Guitri.	85
b La séquence de cuirasses à Brahéri.	89
1) Les collines.	89

2) Au pied des collines	90
3) Conclusion	91
c La séquence de cuirasses du massif de Babokon	91
1) Le massif de Babokon	91
2) Le pied du massif	93
3) Conclusion	93
d La séquence de cuirasses du massif de Dahiri et de la chaîne de Mokta.	93
1) Les témoins intermédiaires	95
2) L'évolution post-intermédiaire des cuirasses sommitales	99
3) Façonnement des versants et des piémonts	101
4) Les étapes successives de l'évolution post-intermédiaire	101
5) Conclusion	102
III Région de Nsuta	102
a La surface bauxitique	104
1) A Awaso	104
2) A Kibi	104
b Le système d'aplanissements intermédiaire	106
c Le Haut-glacis	107
d Conclusion	108
1) Formation des bauxites	108
2) L'évolution post-intermédiaire à Nsuta	109
IV Conclusion : du Blafo-Guêto vers le sud forestier	109

D LES RÉGIONS AU NORD DU BLAFO-GUÉTO

I La région de Bondoukou	111
a La surface bauxitique	111
1) Aspect initial	112
2) Principales étapes de dissection	113
b Le système d'aplanissements intermédiaire	114
1) Bokari	115
2) Sapia	115
c Le Haut-glacis	118
1) Le Haut-glacis à la périphérie du massif de Bondoukou	118
2) Le Haut-glacis loin des grands reliefs	121
3) Les collines de Borumba et le Haut-glacis à leur périphérie	121
d Conclusion	124
II La région de Korhogo	124
a Traits généraux	124
b Séquences locales	127
c Conclusion	128
III La région de Tambao	129
a La surface cuirassée bauxitique	130
b Les aplanissements cuirassés intermédiaires	131
c Le Haut-glacis	133
d Altérites et dénivellation entre les aplanissements	134
e Moyen-glacis et Bas-glacis	136
f Conclusions	136
IV Conclusion : du Blafo-Guêto vers le nord soudanien et sahélien	137

E ANALYSE CHIMIQUE TOTALE DES CUIRASSES (ÉLÉMENTS MAJEURS)

a Résultats et calculs. Diagrammes triangulaires	139
b Signification des quantités : silice et alumine libres et combinées	140
c Signification des quantités calculées : minéraux hydratés et somme totale	141
d Interprétation des diagrammes	144

e Teneurs moyennes en Fe_2O_3 , quartz et kaolinite	148
f Le manganèse dans les cuirasses	149
g Conclusion	151

F INTERPRÉTATIONS — CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I <i>Les niveaux cuirassés</i>	164
a Le niveau bauxitique	164
b Le niveau intermédiaire	165
c Le Haut-glacis	166
1) Formation	166
2) Destruction	167
3) Adaptation au modelé hérité de l'évolution antérieure	168
d Le Moyen-glacis et le Bas-glacis	168
e Quelques aspects annexes	169
1) Cuirasses et systèmes de cuirasses	169
2) Système de cuirasses et climats	170
3) Variation du niveau des nappes	172
II <i>Formation des systèmes d'aplanissement de type glacis</i>	172
a Insuffisance du recul d'escarpement	172
b Les mécanismes en jeu et leur ordre d'intervention	174
c Importance relative des phénomènes	175
III <i>Interdépendance. Le cuirassement ferrugineux</i>	176
a Destruction incomplète des profils cuirassés	176
b Origine du fer	177
c Fer local	178
d Conclusion : héritages successifs	180
IV <i>La cuirasse bauxitique</i>	180
a Remarque sur les teneurs en fer et en aluminium	180
b Insuffisance de l'accumulation relative	183
c Accumulation absolue du fer dans une cuirasse alumineuse d'accumulation relative	184
d Hypothèse	185
e Conclusion	187
V <i>La cuirasse intermédiaire</i>	187
a Questions	187
b Hypothèse	189
VI <i>Ordres de grandeur. Étagement et recul d'escarpement</i>	191
a L'escarpement des grès primaires entre Banfora et Bobo	191
b L'escarpement des grès primaires (grès voltaïens) au sud-est du Ghana	192
c Conclusion	194
VII <i>Résumé. Principaux thèmes développés</i>	197

deuxième partie

APPLICATION : L'ÉVOLUTION SUPERGÈNE DES GISEMENTS DE MANGANÈSE

I <i>Le gisement de manganèse de Mokta</i>	203
a Situation générale	203
b Contexte géologique. Minerais primaires	204
c Minerai exploitable : les couches	205
1) Les pendages	206
2) Localisation des couches peu inclinées	207
3) Les matériaux encaissants	210
4) Les minerais	210
d Minerai exploitable ; les amas de blocs	211

1) Localisation et caractères principaux	211
2) Formation des amas	213
e Les dépôts secondaires de manganèse dans les sols. Cuirasses et pisolithes . .	214
f L'évolution récente du gisement	216
g Période initiale d'oxydation des minerais de lentille	216
h Conclusion	217
II Les gisements et indices étroitement associés aux aplanissements intermédiaires . . .	219
a L'indice de Bokasso	219
b Le gisement de Tambao	220
1) Contexte géologique et minéralisations primaires	221
2) Minerais oxydés	222
3) Conclusion	224
c Le gisement de Nsuta	225
1) Contexte géologique	225
2) Localisation du minerai oxydé	226
3) Conclusion	227
III Les gisements et indices indirectement associés aux aplanissements intermédiaires . . .	228
a Le petit gisement de Borumba	228
1) Les minéralisations primaires	228
2) Les minerais oxydés	230
3) Conclusion	231
b Le petit gisement de Naniango	232
c L'indice de Sapia	232
d Le gisement de Dassoumbélé	234
e L'indice de Brahéri	236
IV Les gisements et indices associés à d'autres aplanissements que les aplanissements intermédiaires	237
a L'indice de Koufo	237
b Les indices du Blafo-Guétou	239
1) Contexte géologique	239
2) Minéralisations primaires	240
3) Enrichissement supergène	241
4) Conclusion	243
c Indices situés à proximité du Blafo-Guétou	243
d Prolongement du gisement de Naniango vers le confluent Bayá-Djelé	244
e Les indices du Tin Bolou et de Bouloy	244
f Conclusion	245
V Conclusion	245
a Aspects généraux de l'histoire des gisements	245
b Principale période d'enrichissement	246
c Application à la prospection	248
d Gisements et indices non étudiés	249
1) Côte d'Ivoire	249
2) Gabon	250
3) Amérique du Sud et Inde	251

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

a Aplanissements et cuirasses	253
b Les gisements de manganèse	255
c Quelques aspects de géochimie des paysages	256

BIBLIOGRAPHIE	259
-------------------------	-----

TABLE DES FIGURES	269
-----------------------------	-----

TABLE DES MATIÈRES	271
------------------------------	-----

ACHEVÉ D'IMPRIMER SUR LES
PRESSES DE L'IMPRIMERIE
DARANTIERE A QUETIGNY
AVRIL MCM LXXVI

Fabrication – Coordination
HÉLÈNE DARDENNE

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

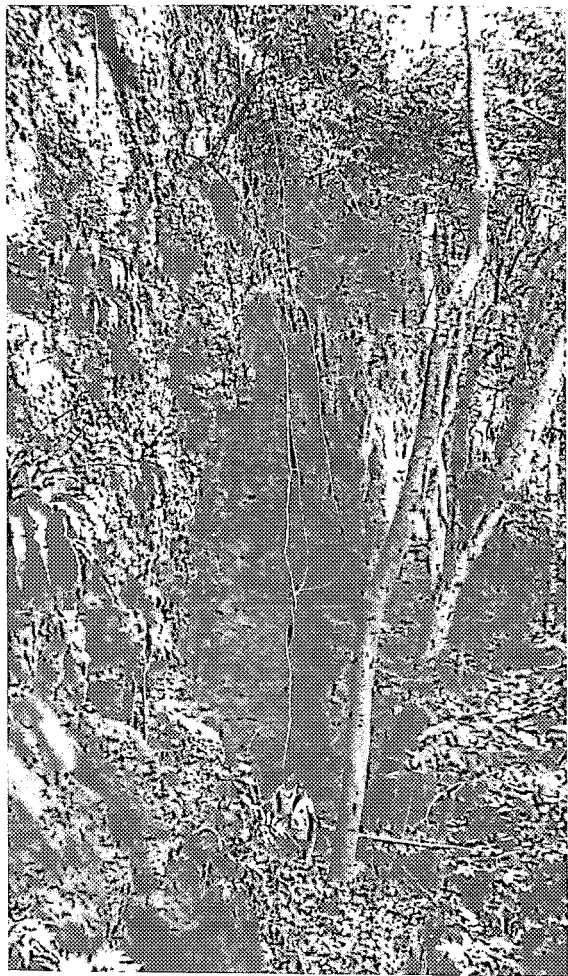
PLANCHE I - RÉGION DU BLAFO-GUETO. CUIRASSE BAUXITIQUE

I A Rebord de la cuirasse bauxitique du Kokumbo. Paroi verticale de 12 à 15 m de hauteur, avec des surplombs, liés à la moindre induration de la partie inférieure du profil cuirassé.
L'échelle est donnée par les personnages au pied de la paroi.

I B A l'horizon, reliefs de la chaîne centrale : de droite à gauche, le Guéto et le Kounyé qui portent des lambeaux de cuirasse bauxitique, puis des collines précédant les contreforts du Diedka, où ne subsistent que des blocs bauxitiques éboulés.
A droite, les collines plus proches conservent la marque des aplanissements intermédiaires, ainsi que la colline d'où a été prise la photo (cote 297) dont le sommet plat apparaît au premier plan à gauche. Entre les collines, les hauts-glacis s'inclinent vers les galeries forestières.

I C Orumbo Bocca. Vaste plateau coiffé de cuirasse bauxitique, dominant de plus de 300 m le pays environnant.
A droite, le point bas de la ligne de crête est occupé par une cuirasse bauxitique de seconde génération. Même en dehors de ce point bas, le plateau n'est pas rigoureusement horizontal.

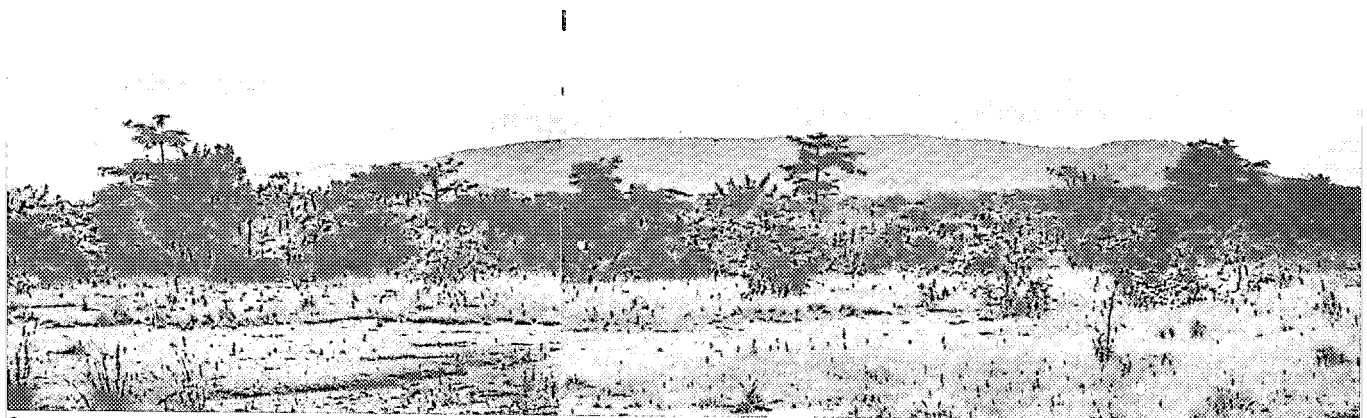
I D Guéto. Haute colline de schistes et quartzites. En avant, la crête bien découpée est celle de l'éperon coté 426. En arrière, la crête du Guéto lui-même, qui porte une étroite cuirasse bauxitique, est masquée par de la brume. Au pied, le haut-glacis est largement développé à droite, vers la vallée du Kan dont on aperçoit la forêt-galerie. Il n'en subsiste que des lambeaux à gauche, où des collines de roches basiques forment l'arrière-plan.
La limite aval de la cuirasse de haut-glacis est marquée par une rupture de pente et des épandages de blocs. Elle a été soulignée d'un trait discontinu.



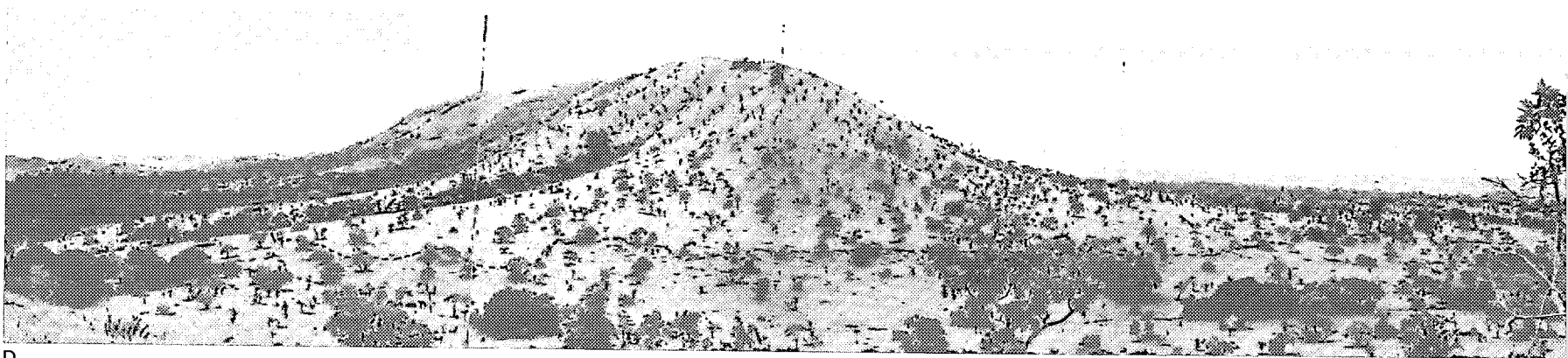
A



B



C



D

**PLANCHE II - RÉGION DU BLAFO-GUETO. CUIRASSE DE PENTE ET
CUIRASSE INTERMÉDIAIRE**

II A Cuirasse de pente sur le flanc est du Guéto. La cuirasse de pente garde une inclinaison constante, de son raccord avec la cuirasse bauxitique au sommet de la colline, à son rebord aval. A l'extrême droite, le rebord dédoublé de la cuirasse sommitale correspond à la marque des deux générations de cuirasse bauxitique.

II B Alvéoles entre les cuirasses de pente, occupées par la forêt. Noter le profil en auge, sans marque d'incision linéaire. Le rebord aval de la cuirasse de pente domine le raccord du haut-glacis au versant du Guéto.

II C Témoin de cuirasse intermédiaire au sud du Bofia. Dénivellation d'une soixantaine de mètres entre le sommet du plateau et le bas des versants.

II D Plateaux de cuirasse intermédiaire à droite (cote 281 et cote 263) et leur relief de commandement à gauche (cote 313). Au premier plan, vaste plaine alluviale de l'Agbanian. Des couronnes forestières se sont développées dans la zone des altérites argileuses sous-jacentes aux cuirasses et masquent le rebord de celles-ci.

II E* Plateau coté 257 m au sud de Bofia. Cuirasse intermédiaire bordée d'un liseré de forêt.

II F* Témoin de cuirasse intermédiaire au nord de Nziessou (cote 297) dominant un haut-glacis largement cuirassé.

- Noter la forme rigoureusement plane des cuirasses sommitales.



A



B



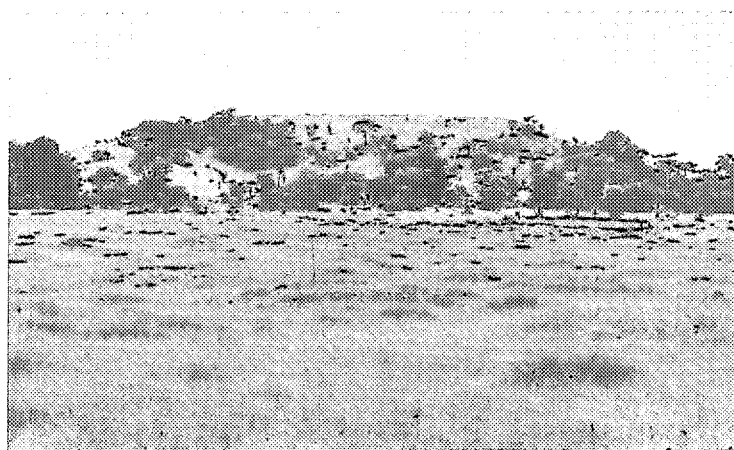
C



D



E



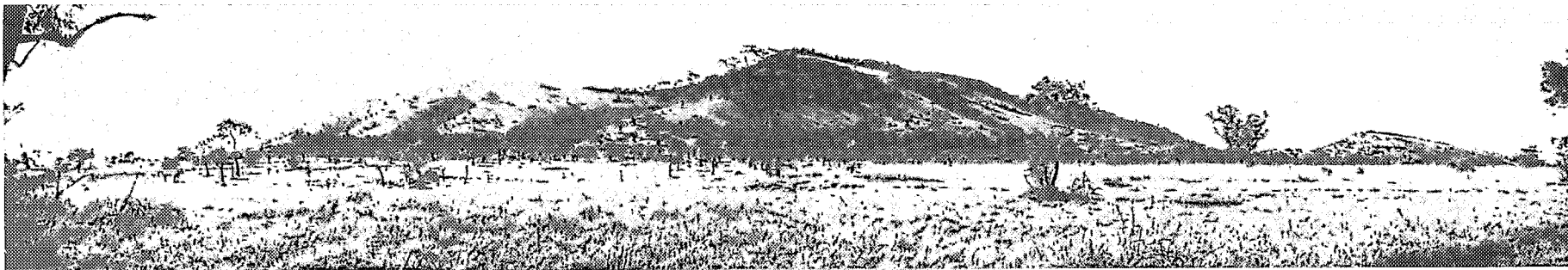
F

PLANCHE III - RÉGION DU BLAFO-GUETO. CUIRASSE DE PENTE ET HAUT-GLACIS

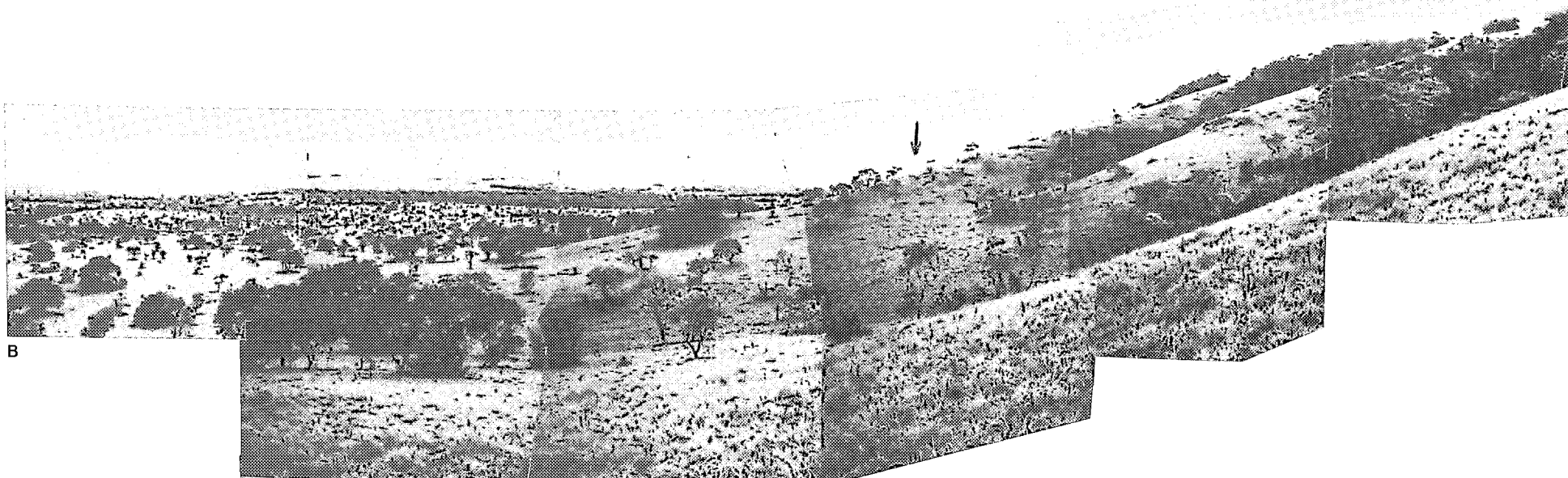
III A Le Guéto (501 m), au centre, et son éperon sud (426 m) à gauche, dominent un haut-glacis très étendu. Le versant du Guéto porte la marque des cuirasses de pente. Un lambeau raccordé à la crête de la colline est mis en lumière par l'éclairage rasant. D'autres lambeaux apparaissent sur des chevrons, plus à droite. Sous le sommet de l'éperon sud, un replat correspond à l'aval concave d'une cuirasse de pente en voie de démantèlement. A l'extrême droite, le Blafo présente un profil dissymétrique avec un versant raide décapé et un versant en pente plus douce où l'on passe sans discontinuité d'une cuirasse sommitale bauxitique (de seconde génération) à une cuirasse de pente (voir photo IV A). A l'amont du glacis, la densité de la végétation arborée s'accroît, dans la zone non cuirassée.

III B Pied du Guéto. La cuirasse de pente donne aux chevrons leur profil rectiligne (à droite). Elle est bien visible sur le chevron central, où son rebord aval détermine une légère rupture de pente. Sur le chevron situé en arrière, elle s'arrête à l'endroit indiqué par une flèche. La cuirasse de pente ne se prolonge pas jusqu'au haut-glacis, situé nettement en contrebas (à gauche). Entre les chevrons, les alvéoles sont occupées par la forêt. Ils ne se poursuivent pas dans la savane à l'aval, par des incisions.

III C Haut-glacis cuirassé bien développé, à proximité du Kokumbo (520 m), cuirasse bauxitique au sommet, qui apparaît à l'arrière-plan, au centre de la photo. Le relief de commandement, à gauche, a une hauteur relative de 80 m. Une légère incision est soulignée par une galerie forestière, que la route interrompt. Cette incision sépare le glacis photographié, d'un autre glacis raccordé au Kokumbo. La cuirasse affleure sur la route. Les termitières-champignons, à gauche, indiquent une hydromorphie saisonnière, liée à la faible pente et à la présence d'un horizon induré peu perméable, proche de la surface. Ce paysage, où le haut-glacis forme un bas-pays plat, peu incisé, ne se distingue au premier abord des paysages des régions soudano-sahéliennes, que par la végétation de savane pré-forestière.



A



B



C

PLANCHE IV - RÉGION DU BLAFO-GUETO. HAUT-GLACIS

IV A Haut-glacis au pied du Blafo. Glacis peu étendu au pied d'une grande colline. La pente est relativement forte. Le cuirassement atteint l'amont du glacis. Noter qu'au petit relief situé à l'extrême droite est associé un petit glacis : entre deux reliefs inégaux, les glacis forment un dièdre dissymétrique.

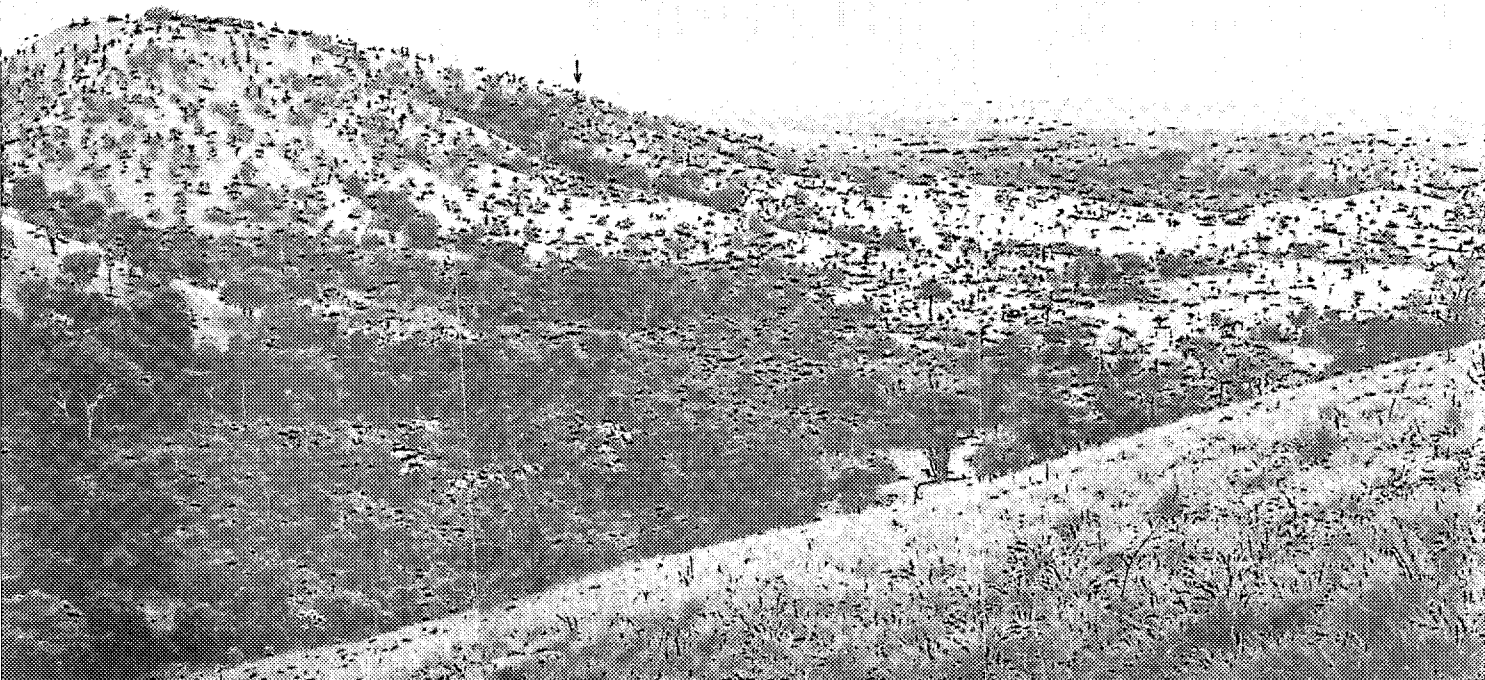
Au sommet du Blafo, une cuirasse bauxitique démantelée en gros blocs passe en continuité à une cuirasse de pente. Celle-ci se prolonge jusqu'à la rupture de pente indiquée sur la crête par une flèche.

A l'arrière-plan, à droite, zone granitique sans reliefs résiduels.

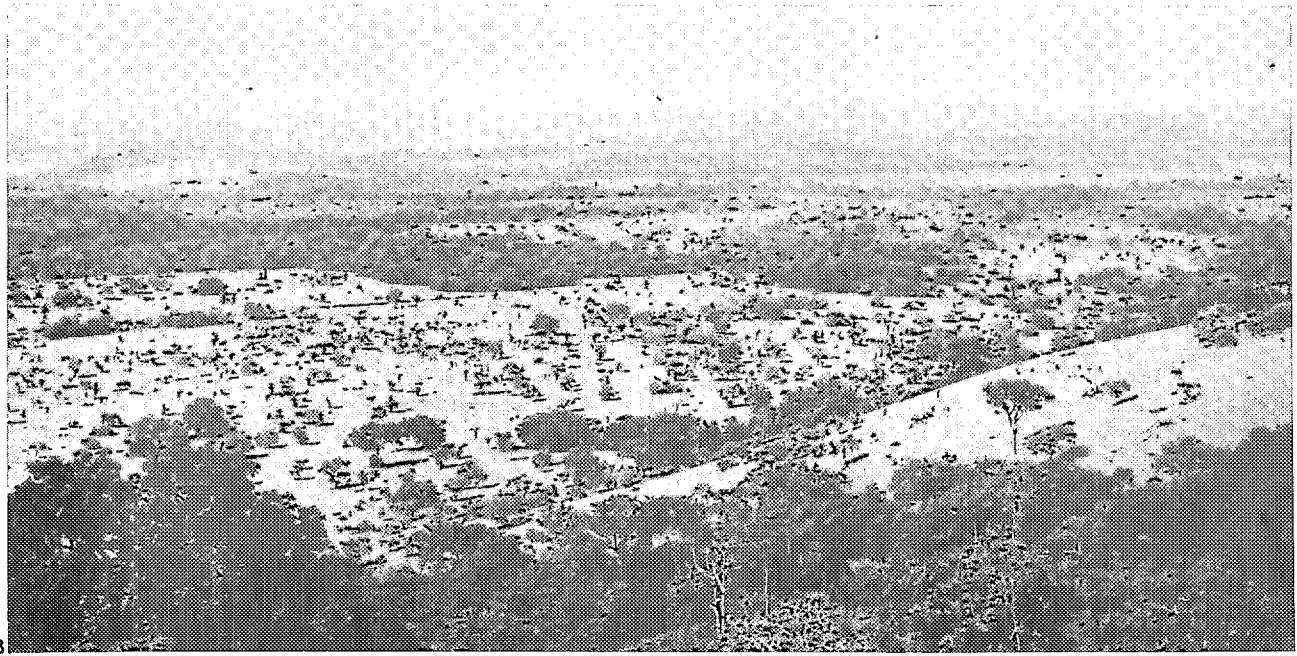
IV B *Cliché J.-L. Guillaumet* - Haut-glacis au pied du Guéto. Haut-glacis étendu, dont la pente est faible au-delà de la zone amont non cuirassée. De la gauche vers le centre de la photo, la forêt-galerie du Kan s'élargit en spatule dans une alvéole de dissection de la cuirasse, masquant la forte dénivellation du rebord. Longeant l'alvéole de dissection, une piste carrossable (piste Afotobo-Kouamédibikro) emprunte la partie cuirassée du haut-glacis, selon un trajet rectiligne.

IV C Rebord de la cuirasse du haut-glacis du Guéto, franchi par la piste Afotobo-Kouamédibikro. Moyen-glacis en contrebas.

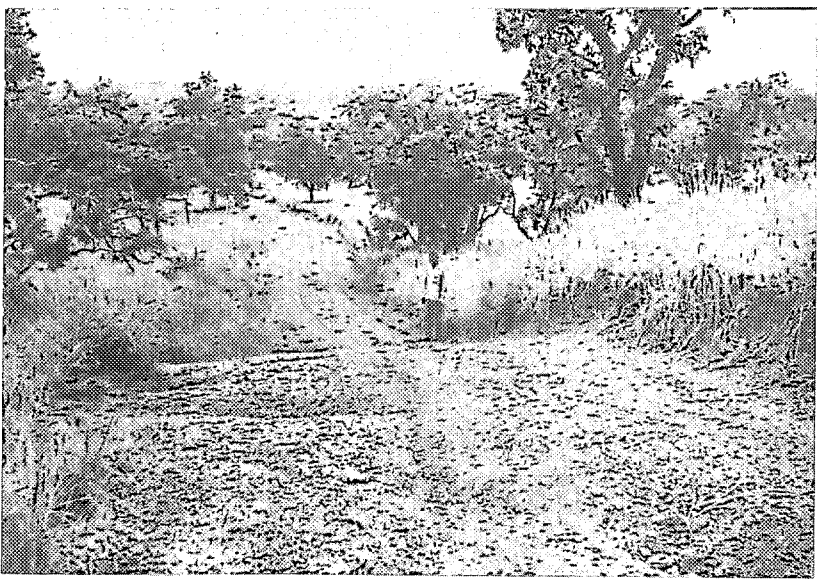
IV D Haut-glacis du Blafo. Cuirasse en dalle continue dans la partie médiane du glacis.



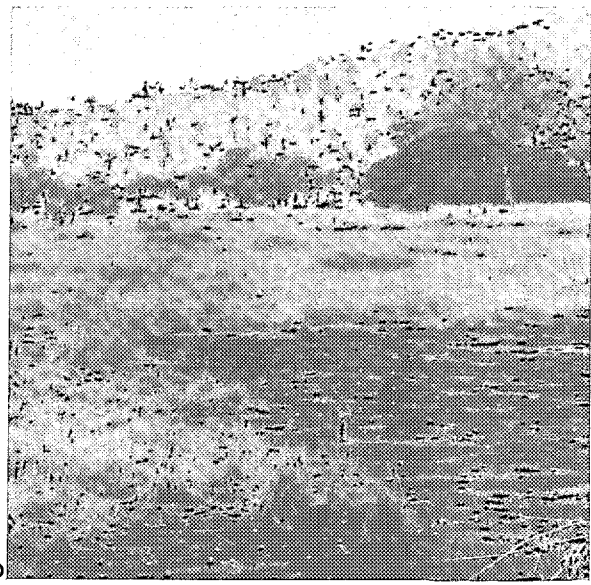
A



B



C



D

PLANCHE V - RÉGION DU BLAFO-GUETO. HAUT-GLACIS

V A Rebord aval du haut-glacis du Guéto. A droite, la cuirasse de haut-glacis forme de larges dalles dénudées. A gauche, le raccord concave au moyen-glacis est jalonné de blocs, notamment à la rupture de pente. Celle-ci est une zone d'implantation préférentielle des arbres.

V B Rebord du haut-glacis d'Agnérékoffikro. Haut-glacis sur granite. La cuirasse est partiellement démantelée et subsiste en îlots mis en léger relief. Entre ces îlots, le passage du haut-glacis (à droite) au moyen-glacis (à gauche) s'effectue sans rupture de pente brusque. Nombreux palmiers-roniers, formant sur le moyen-glacis, l'essentiel de la végétation arborée.

V C Cuirasse de haut-glacis au pied de l'Alébouma. Blocs et cailloux remaniés de cuirasse ancienne, les uns bauxitiques, les autres intermédiaires.

V D Rebord du haut-glacis du Blafo. Base conglomératique de la cuirasse, à blocs remaniés de quartz et de rhyolite, d'origine locale.

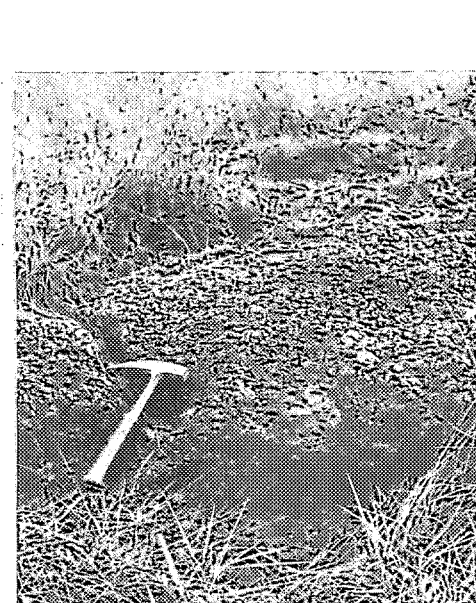
V E Cuirasse démantelée à l'aval du glacis du Blafo. La cuirasse coiffait des quartzites. En l'absence de recouvrement, elle a pénétré la roche en place peu altérée le long des diaclases, isolant des blocs anguleux.



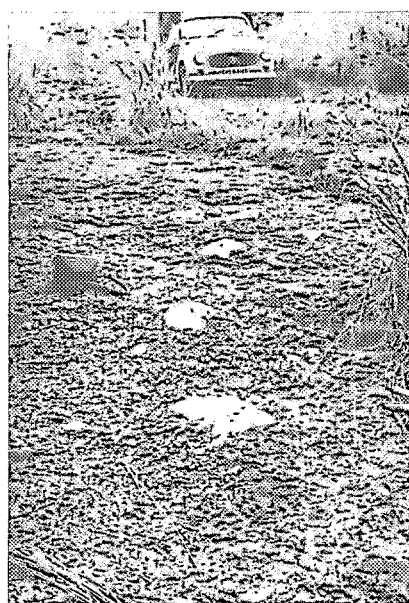
A



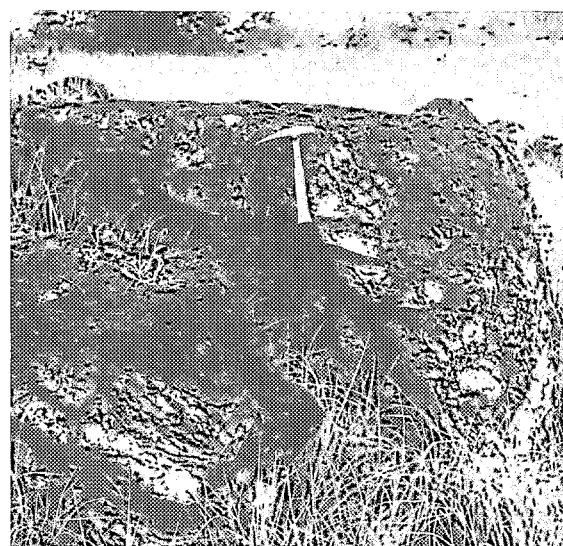
B



C



D



E

PLANCHE VI - GHANA. ZONE FORESTIÈRE

VI A L'escarpement des grès voltaïens à proximité de la ville de Nkawkaw. Hautes parois verticales séparées par un épaulement correspondant à des couches moins résistantes de la série gréseuse. Un lambeau de cuirasse bauxitique est conservé au sommet de l'escarpement, au centre de la photo.

VI B Gisement de manganèse de Nsuta. Colline B. Talus de route recoupant les éboulis de bas de pente. Des gros blocs sont inclus dans une matrice gravillonnaire. Les uns sont constitués de minerai de manganèse concrétionné à haute teneur, les autres de cuirasse ferrugineuse intermédiaire.

VI C Gisement de manganèse de Nsuta. Colline D. Exploitation de minerai appelé « massive détritral » par les mineurs. Zone de pente faible au flanc de la colline. Couche de minerai concrétionné, parallèle à la surface topographique et fracturée en gros blocs. Ces blocs sont séparés par des joints d'argile tachetée.

VI D Gisement de bauxite d'Awago. La carrière comporte un petit gradin de décapage du stérile (visible à gauche) qui correspond au recouvrement meuble, et deux gradins d'exploitation. Le premier, pour l'essentiel, est formé par l'horizon de cuirasse compacte fracturée en gros blocs, le second par la cuirasse conservant la structure des schistes (nette au premier plan à droite).

VI E Gisement de bauxite d'Awaso. Passage de la base du recouvrement argilo-sableux, ici indurée en carapace ferrugineuse, à la cuirasse bauxitique. La limite (trait pointillé) est soulignée par un lit discontinu de cailloux remaniés de bauxite. Un petit caillou anguleux de quartz est visible dans le recouvrement sur la droite.

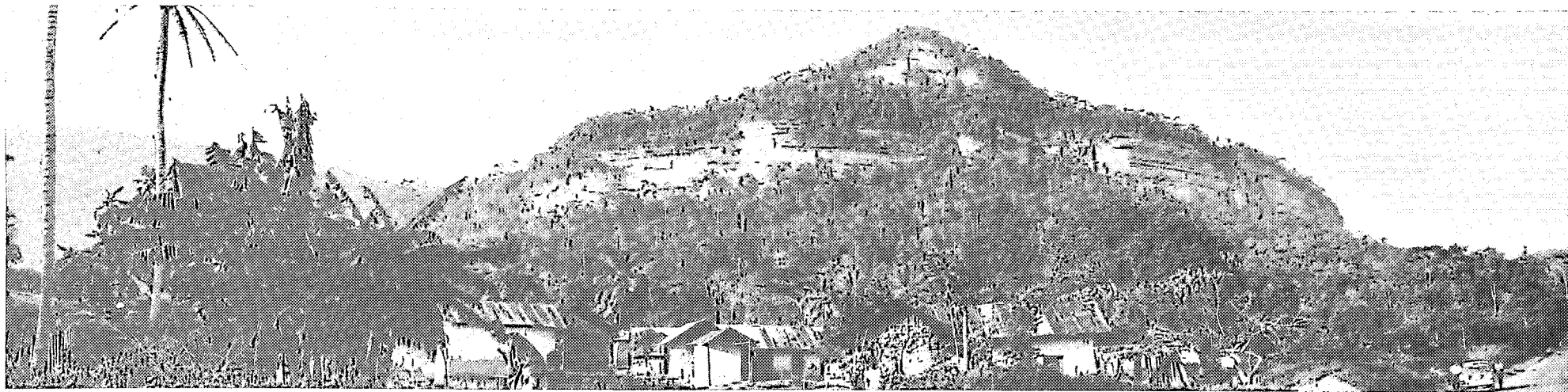


PLANCHE VII - RÉGION DE BONDOUKOU

VII A Massif de Bondoukou. Plateau de cuirasse bauxitique dominant la vallée de la rivière Baya. Au-delà de la plaine alluviale, aménagée pour la culture du riz, un léger escarpement, en partie masqué par une ligne d'arbres, correspond au rebord d'un haut-glacis.

VII B Sapia. Témoin de cuirasse intermédiaire (crête rectiligne à l'arrière-plan). Un ravin a incisé le raccord cuirassé qui joignait ce témoin au haut-glacis de Sapia, mettant à jour les altérites sous-jacentes qui sont cultivées en maïs (premier plan).

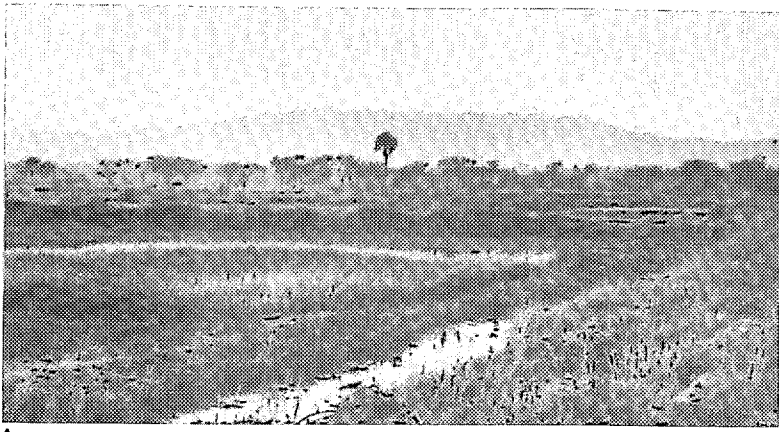
VII C Haut-glacis largement développé au pied des deux collines manganésifères de Borumba, qui représentent les derniers témoins, décapés, d'un aplanissement intermédiaire.

VII D Bloc du rebord de la cuirasse intermédiaire de la piste Bidio-Koufo. Passage continu du faciès de cuirasse bauxitique pisolithique (en bas) au faciès de cuirasse ferrugineuse intermédiaire (en haut).

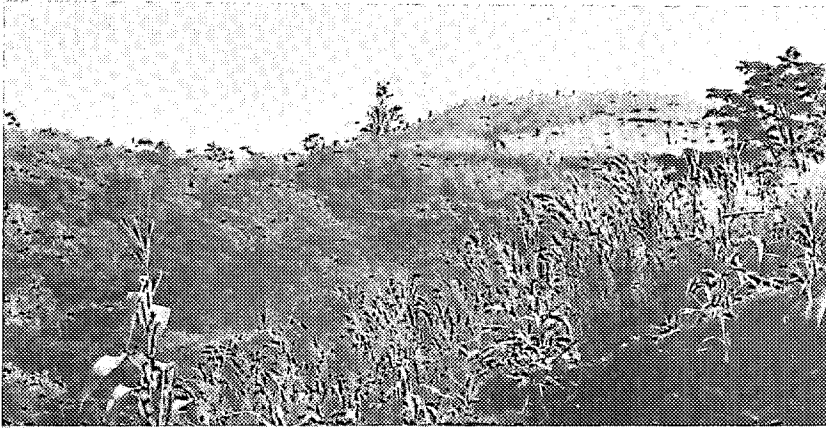
VII E Cuirasse de haut-glacis en bordure de la route Bondoukou-Kouassi-Ndawa. Faciès conglomératique à cailloux remaniés de cuirasse ancienne. On distingue notamment un caillou bauxitique pisolithique (au centre) et un caillou de cuirasse intermédiaire (en bas) dont les contours ont été soulignés d'un trait discontinu. La boîte d'allumettes (à droite) donne l'échelle.

VII F Route Bondoukou-Borumba avant Tissié. Rebord peu marqué d'un haut-glacis cuirassé, qui forme le sommet d'un interfluve en zone granitique.

VII G Route Bondoukou-Borumba avant Tissié. Zone granitique. Raccord du versant d'un interfluve à un bas-fond sableux. Un liséré de cuirasse, qui détermine une légère rupture de pente, marque la limite aval du moyen-glacis.



A



B



C



F



D



E



G

PLANCHE VIII - RÉGION DE KORHOGO

VIII A Modelé du domaine granitique de Korhogo, montrant les deux types de dômes :
1. - Dôme élevé à flancs raides, à gauche avec des parois abruptes décapées, au centre à l'arrière-plan avec une coiffe de gros blocs.
2. - Dôme peu élevé en coupole surbaissée, à droite.

VIII B Raccord d'un haut-glacis cuirassé à un dôme du premier type. Les affleurements de la cuirasse sur la piste sont soulignés d'un trait discontinu.

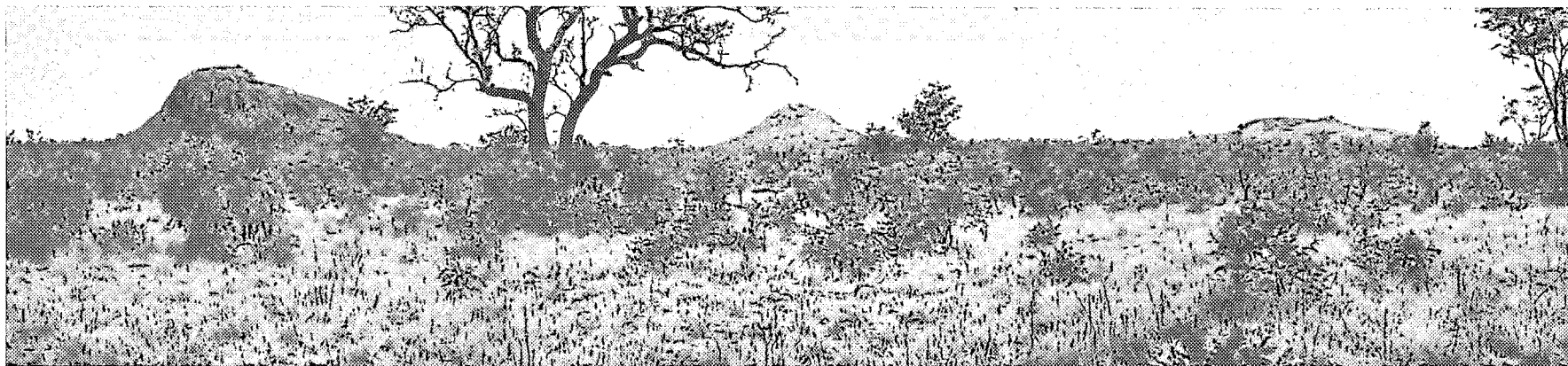
VIII C Raccord d'un haut-glacis cuirassé à un dôme du second type. La cuirasse est localement réduite à un niveau gravillonnaire. La partie décapée au premier plan correspond à l'exploitation du sommet de ce niveau pour la recharge des pistes.

VIII D Le mont Korhogo (558 m). Dôme du premier type. Des talus d'éboulis masquent la roche à gauche et à droite où le dôme se raccorde à des lambeaux de hauts-glacis. Au centre, dans l'axe d'un bas-fond mis en culture, le dôme est dénudé.

VIII E Cuirasse de moyen-glacis au nord de Dassoumblé. Faciès conglomératique à galets de quartz. Il s'agit en fait d'une moyenne-terrasse cuirassée du Nombolo, située à l'amont de ce marigot.

VIII F Haut-glacis au pied d'un dôme granitique. La cuirasse forme un abrupt en bordure de la route Korhogo-Boundiali.

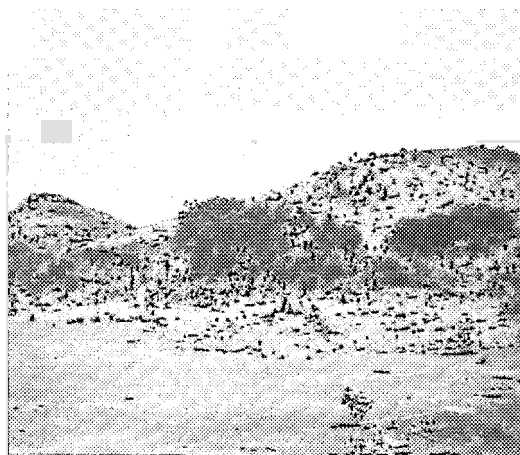
VIII G Détail de VIII F
Cuirasse de haut-glacis sur granite, bien indurée sur une épaisseur de plus d'un mètre, à faciès alvéolaire.



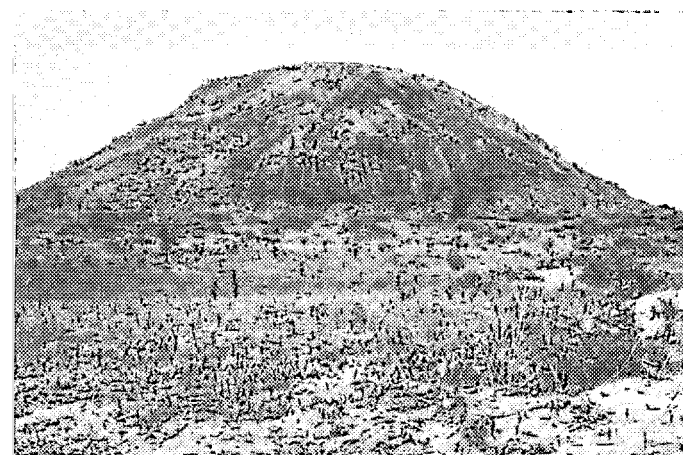
A



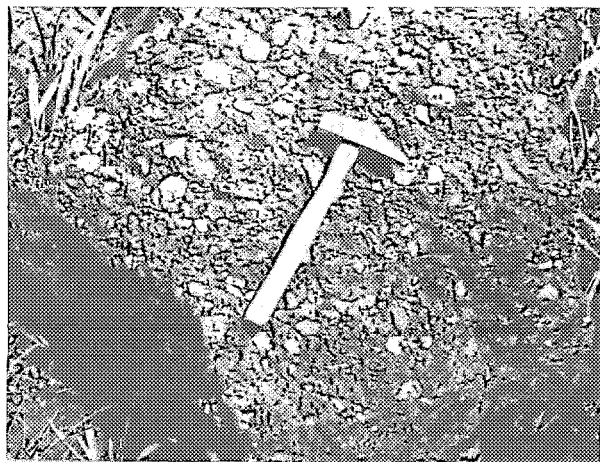
B



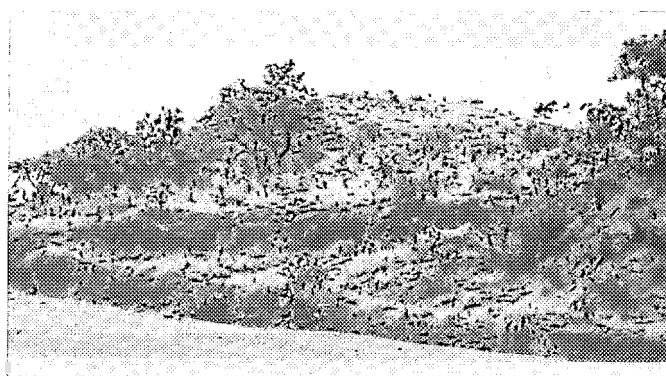
C



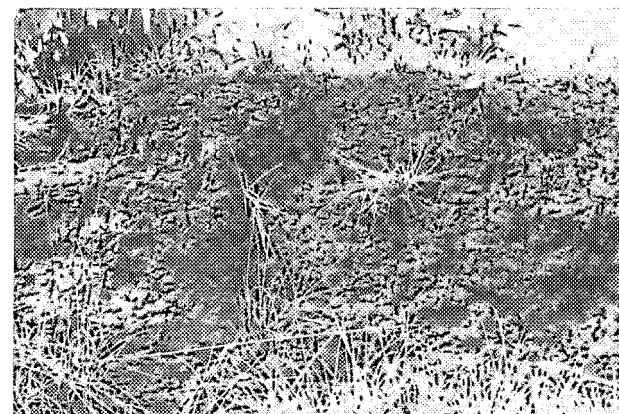
D



E



F



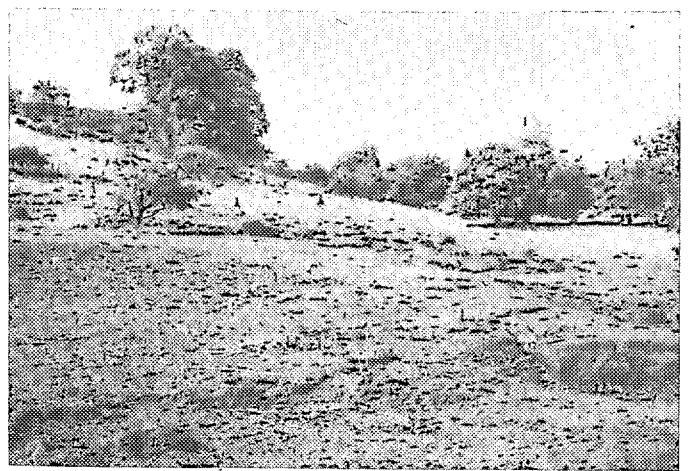
G

**PLANCHE IX - RÉGION FORTEMENT CUIRASSÉE EN HAUTE-VOLTA
MÉRIDIONALE (ENVIRONS DE DIEBOUGOU)**

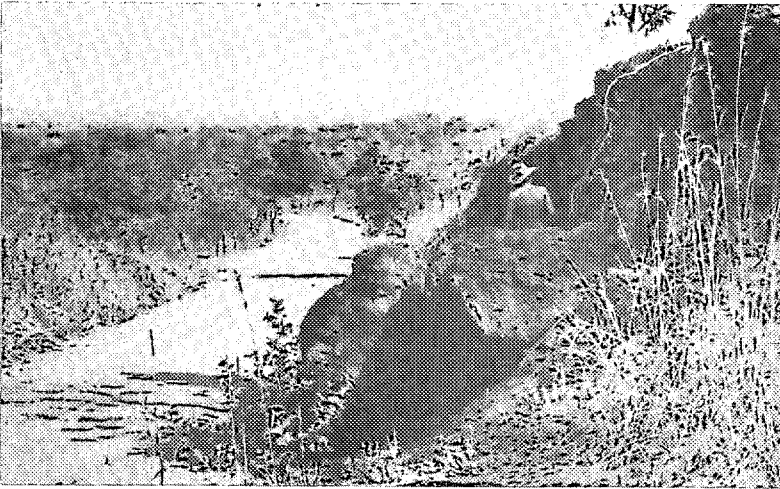
- IX A** Haut-glacis près de Milpo. Témoin étendu, entièrement cuirassé en dalle compacte où la végétation n'a pas de prise.
- IX B** Moyen-glacis de Loto, entièrement cuirassé, dominé (au fond, à gauche) par un témoin de haut-glacis et passant (à droite) à un bas-glacis par l'intermédiaire d'un rebord peu élevé.
- IX C** Route Diébougou-Bontioli. Cuirasse de moyen-glacis dominant la vallée de la Bougouriba. Cuirasse épaisse, dominant de haut le fond de vallée.
- IX D** Faciès conglomératique de la cuirasse de moyen-glacis de Loto. Cailloux remaniés de cuirasse intermédiaire dans une matrice gravillonnaire.
- IX E** Témoin de haut-glacis, en bordure de la route Diébougou-Bontioli. Dalle puissante, qui se fracture et s'éboule en très gros blocs jusqu'au pied du raccord concave au moyen-glacis. Seule, la frange amont de celui-ci n'est pas cuirassée. Cette frange et les sols formés à partir des altérites de haut-glacis entre les blocs du rebord, sont les seules zones cultivables au sein de vastes surfaces stériles.
- IX F** Cuirasse de bas-glacis sapée par un méandre de la Bougouriba. La cuirasse bien indurée, forme le sommet d'une berge élevée et s'éboule en blocs dans le lit de la rivière. Le granite, en place, peu altéré, apparaît à faible profondeur sous la cuirasse. Il forme un éperon au premier plan, sur lequel se sont accumulés des blocs de cuirasse.
- IX G** Gravier sous-berge. Vallée de la Bougouriba (détail).
- IX H** Carapace des graviers sous-berge en bordure du lit mineur de la Bougouriba.



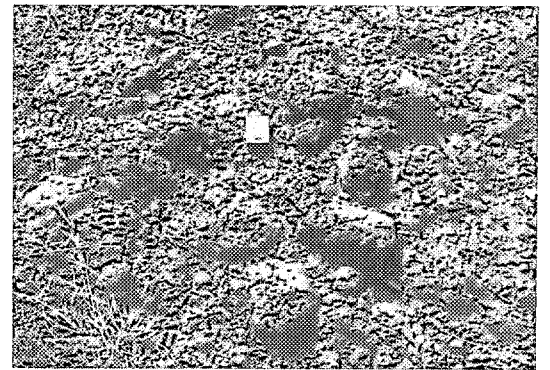
A



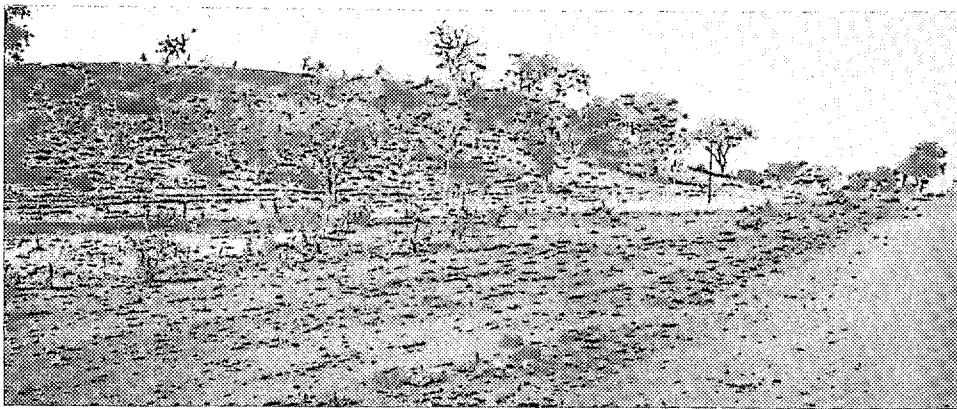
B



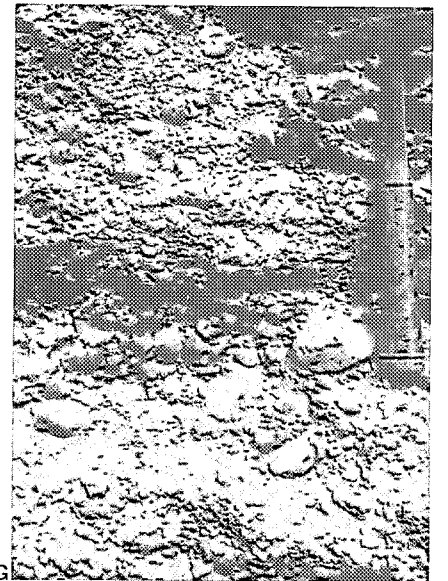
C



D



E



G



F



H

PLANCHE X - RÉGION DE KAYA (HAUTE-VOLTA)

X A Paysage dominé par la surface bauxitique, près de Sian. Nombreux plateaux d'altitude remarquablement constante, coiffés de cuirasse bauxitique. La photo est prise du sommet de l'un d'entre eux, séparé des autres par une profonde dépression. Cette dépression est drainée vers une cluse percée dans une sorte de cuesta déterminée par des cuirasses de pente.

X B Le ravinement brutal du flanc d'un témoin de cuirasse bauxitique sur gabbro met en évidence l'épaisseur de la lithomarge kaolinique. Le gabbro peu altéré n'apparaît qu'à la base des ravins profonds du centre de la photo.

X C Cuirasses de pente très développées, conservées sur les versants malgré la disparition des cuirasses bauxitiques auxquelles elles se raccordaient. Au premier plan, à gauche, rebord d'une cuirasse bauxitique dont seule la base est conservée.

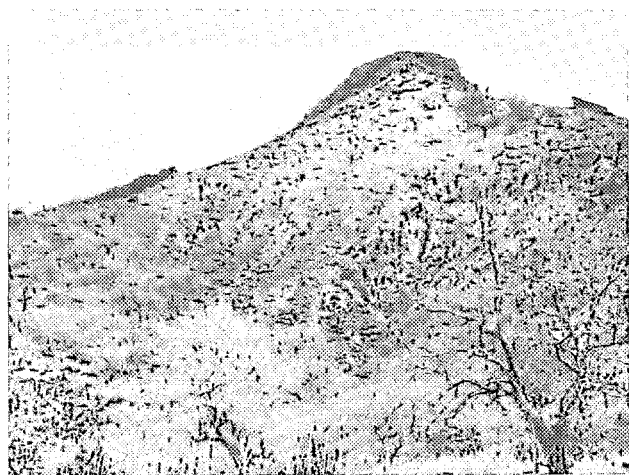
X D Lambeau de cuirasse de pente, isolé au sommet d'une colonne d'altérite kaolinique sur le flanc d'un témoin de cuirasse bauxitique. Le faciès bréchique est celui d'un éboulis bauxitique cimenté par des argiles ferrugineuses.

X E Cuirasses étagées en avant de la montagne de Sebila. Un lambeau de cuirasse bauxitique est séparée par un col d'une cuirasse de pente dont la terminaison concave suggère un raccord antérieur à un piémont élevé. Le haut-glacis est situé en contrebas. Fortement disséqué il ne subsiste que sous forme de brèves digitations. L'association du haut-glacis et du moyen-glacis en un glacis polygénique à pente forte, donne localement l'illusion d'une cuirasse de pente qui se prolonge jusqu'au bas-pays (notamment sur le chevron le plus proche).

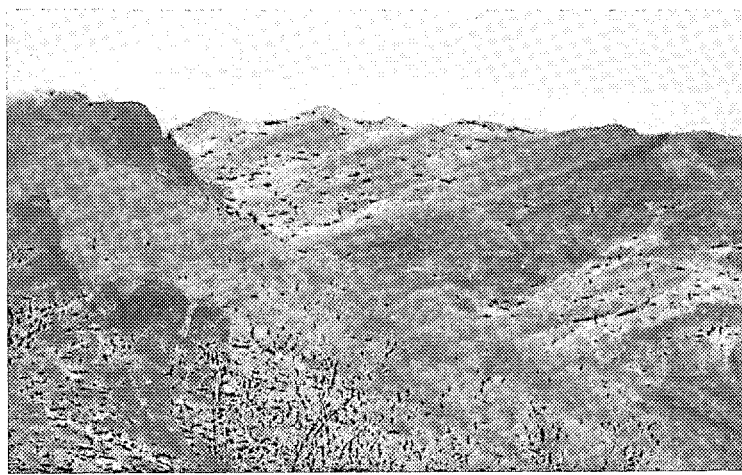
X F Large dépression périphérique, séparant un témoin de cuirasse bauxitique (d'où est prise la photo) d'un haut-glacis. Ce dernier présente un rebord amont élevé. Une percée conséquente assure la jonction du réseau drainant la dépression avec le réseau hydrographique développé à l'aval du haut-glacis.



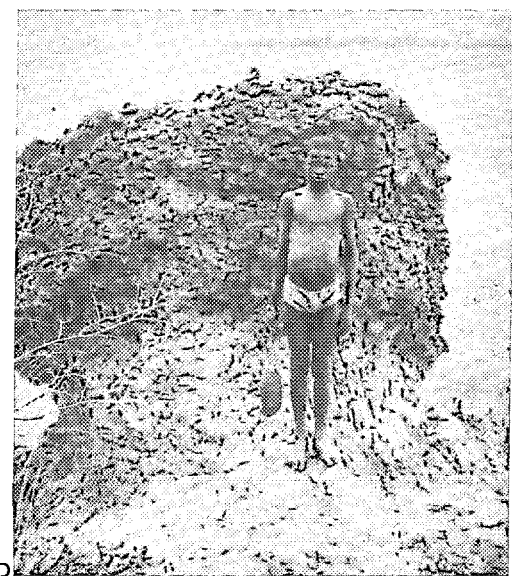
A



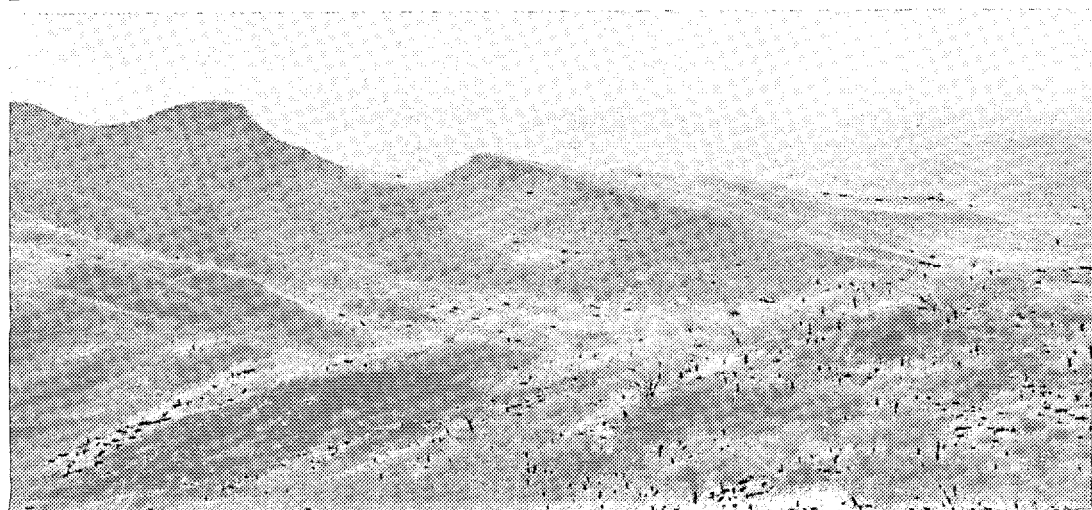
B



C



D



E



F

PLANCHE XI - RÉGION DE TAMBAO

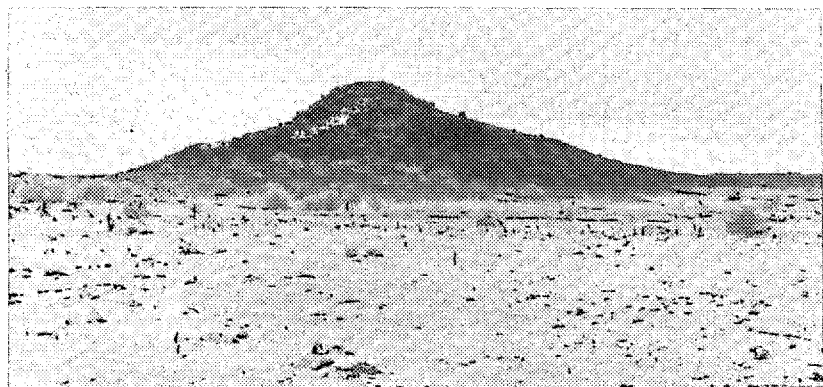
XI A Près de Beldiabé. Témoin de cuirasse intermédiaire en voie de démantèlement. Un ravin fait apparaître la lithomarge kaolinique sous forme d'une trainée blanchâtre. L'épaulement du versant gauche correspond vraisemblablement au raccord antérieur d'un haut-glacis. Des boules de gabbro apparaissent en contrebas et recouvrent la butte piquetée de buissons.

XI B Aplanissements étagés sur le flanc de la colline de Tin Edia. A mi-hauteur traces d'une cuirasse (intermédiaire ?) qui domine le haut-glacis. Celui-ci forme un éperon qui s'avance à droite dans la plaine.

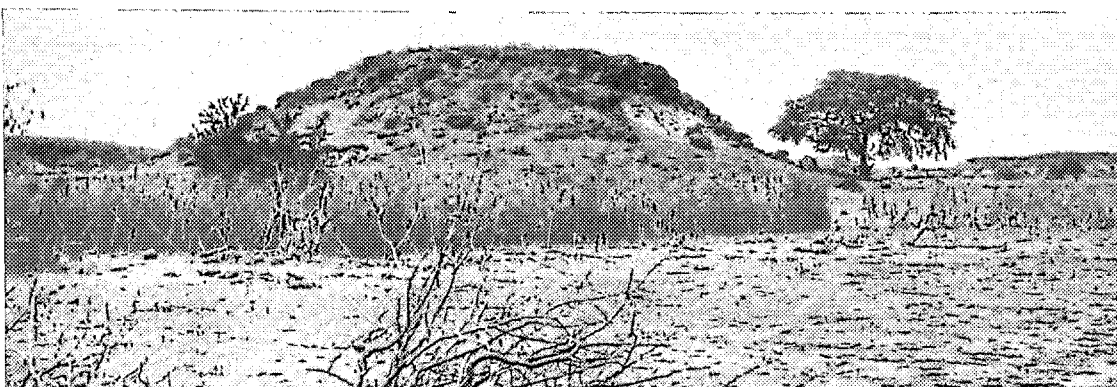
XI C Témoin de haut-glacis en bordure de la route Kaya-Dori. La cuirasse est fracturée et s'éboule sur les versants. Les altérites sous-jacentes, épaisses, apparaissent à droite. D'autres témoins de haut-glacis sont présents à l'arrière-plan.

XI D Témoin de haut-glacis près de la route Dori-Markay. Témoin isolé, loin de tout relief, dont l'appartenance passée à un glacis n'a pas de preuve directe mais est envisagée par analogie avec les témoins des régions plus méridionales. Dalle puissante de cuirasse ferrugineuse limitée sur le côté gauche par une paroi verticale.

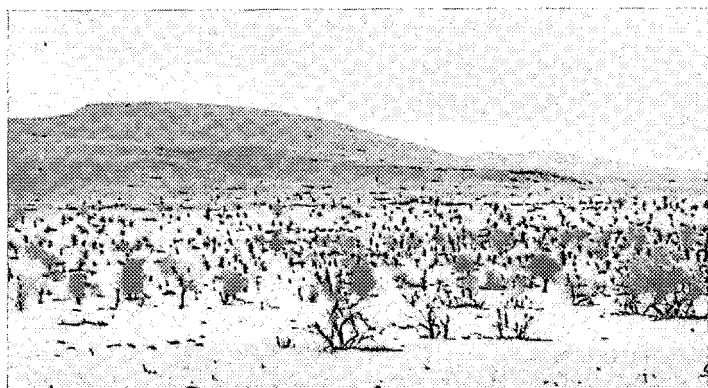
XI E Gisement de manganèse de Tambao. Grande colline située au nord. Haut relief isolé dans un bas-pays sableux. Les seules roches résistantes de la colline sont les minerais oxydés de manganèse dont les bancs redressés affleurent sur les flancs et dont les éboulis empâtent légèrement les bas de pente. Ces minerais résultent d'une altération profonde qui a transformé les autres roches en matériaux kaoliniques meubles, responsables des traces blanches qui signalent l'entrée des travers-bancs percés à mi-hauteur.



A



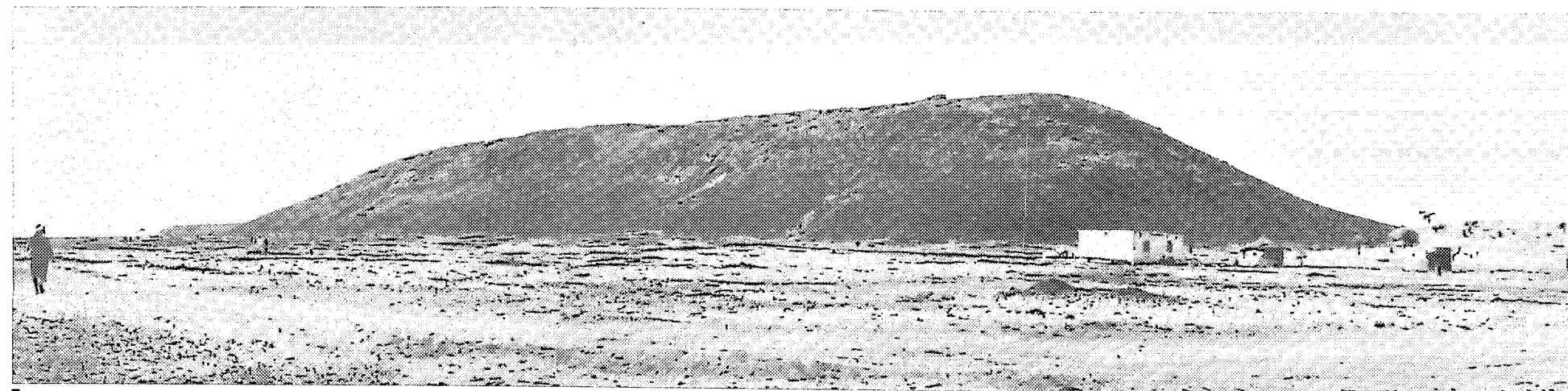
C



B



D



E

*PLANCHE XII - TAMBAO. MARQUE DES APLANISSEMENTS SUR LE GISEMENT
DE MANGANÈSE*

XII A Grande colline. Aplanissement intermédiaire formant la ligne de crête au centre. Haut-glacis à mi-hauteur, sur l'éperon à l'arrière-plan à droite. Moyen-glacis au pied, entre les deux éperons, limité à l'aval par un rebord de cuirasse.

XII B Eperon est de la grande colline. Une cuirasse de haut-glacis forme le sommet plat. Elle domine de haut le moyen-glacis, réduit à des lambeaux d'extention limitée et dont la cuirasse apparaît en sombre sur le fond clair du bas-pays sableux.

XII C Raccord du moyen-glacis à l'éperon est de la grande colline de Tambao. La pente de la zone amont du moyen-glacis est assez forte. La cuirasse est peu épaisse. Il n'en subsiste que des lambeaux entre lesquels la roche peu altérée affleure. Le raccord au bas-glacis (à gauche et au premier plan) ne correspond qu'à une dénivellation de quelques mètres, sans rebord abrupt.

XII D Ensablement du pied ouest des collines de Tambao. Moyen-glacis et bas-glacis sont masqués par des dunes stabilisées, qui sont localement ravivées en surface (dunes de l'erg ancien disposées en cordons ouest-est).

XII E Bas-glacis au pied de la grande colline de Tambao. Le façonnement du bas-glacis se poursuit comme le montre le réseau de rigoles divaguantes peu profondes qui évacuent les eaux ruisselées sur le gisement.



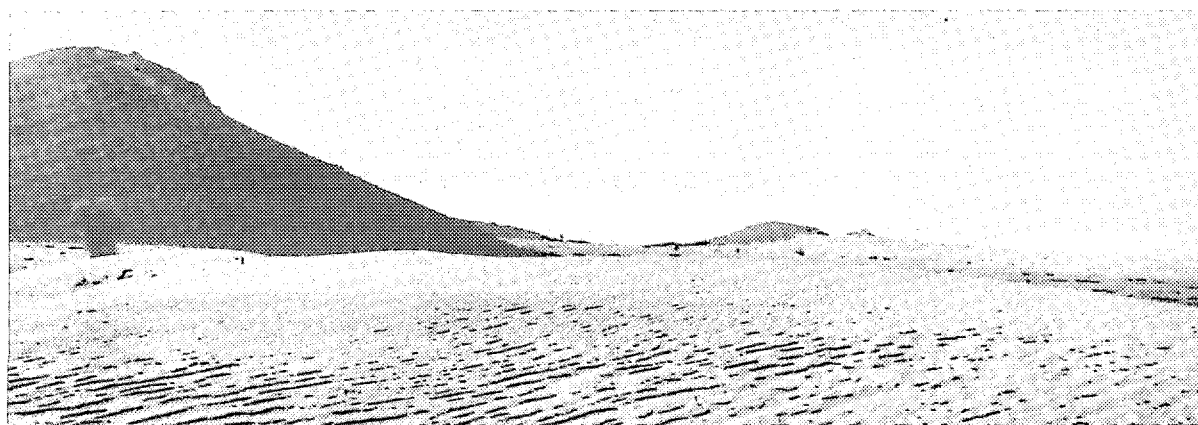
A



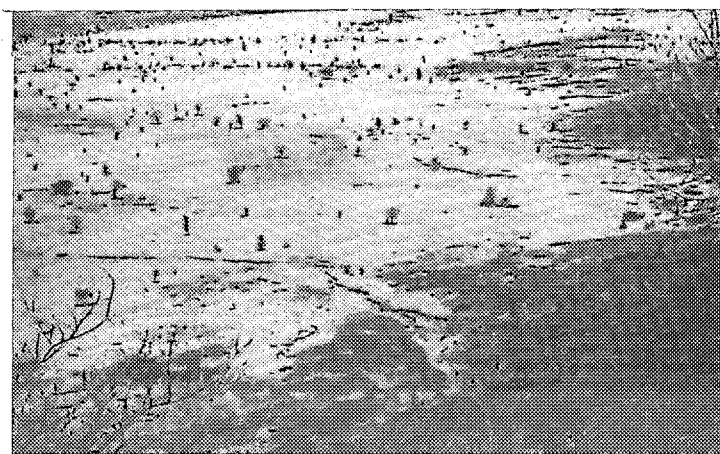
B



C



D



E

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Direction générale

24, rue Bayard, 75008 PARIS












Service Central de Documentation

70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY, FRANCE

O.R.S.T.O.M. Éditeur
Dépôt légal : 2^e trim. 1976
ISBN 2.7099.0374.1

LÉGENDE Fig. 9, 10, 11

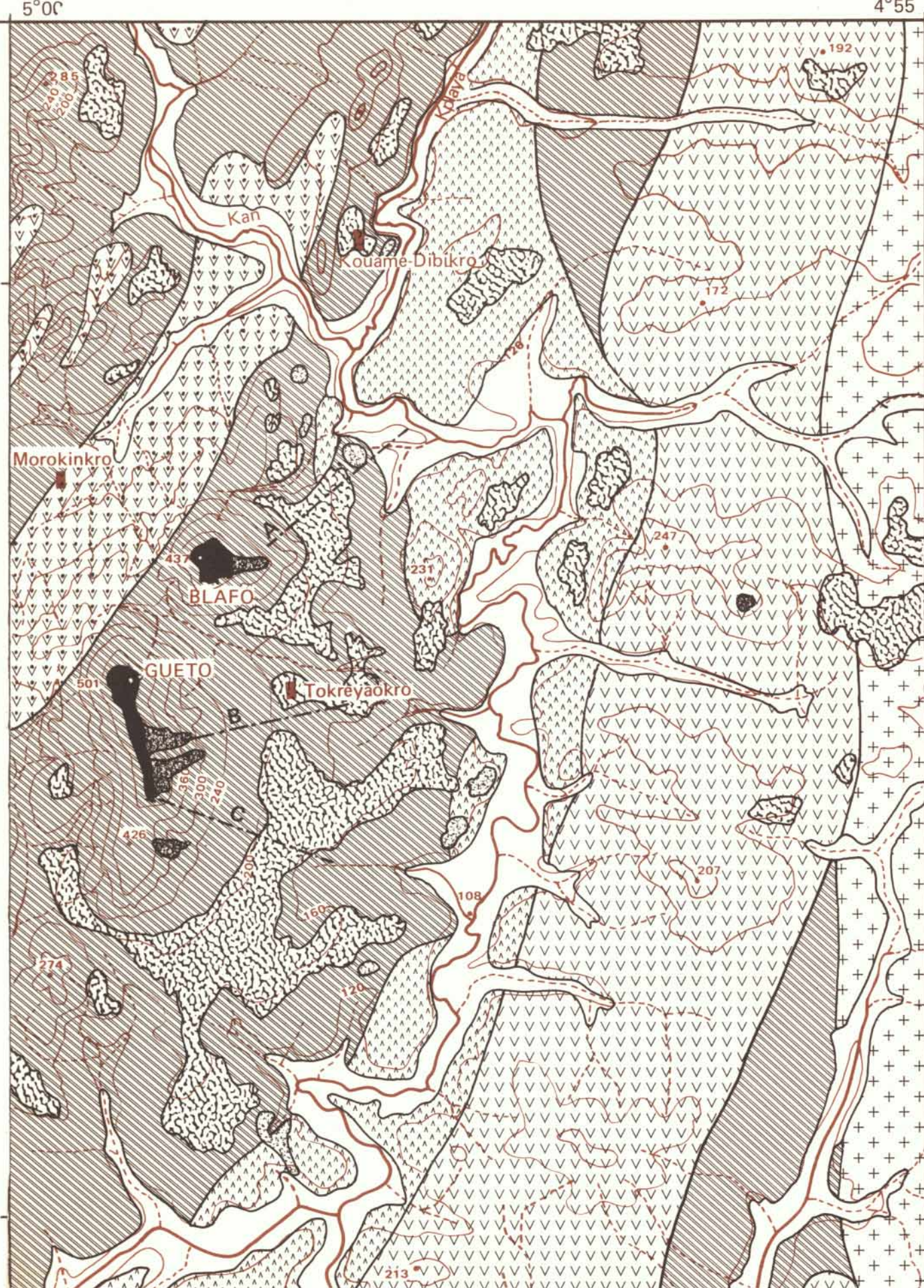
	Fig.11
Fig.10	Fig. 9

- | | |
|---|---|
|  Cuirasse bauxitique |  Granites |
|  Cuirasse intermédiaire et de pente |  Amphibolites, dolérites |
|  Cuirasse de Haut-Glaci |  Basaltes, andésites |
|  Cuirasse de Moyen-Glaci (fig. 11 seulement) |  Rhyolites |
|  Cuirasse démantelée |  Schistes et quartzites |
| |  Alluvions |

0 1 2 3 4 5 km

6°50'

6°45'



5°05'

6°40'

